



**Universidade de Brasília**  
**Instituto de Geociências**

**Evolução geológica e petrológica de granitos cálcio-alcálicos  
da porção centro-sul do Cráton Amazônico, Terra Nova do  
Norte (MT)**

**João Tarelow Neto**

**TESE DE DOUTORADO Nº 177**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**Brasília/DF – julho/2021**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,  
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

TT184e Tarelow Neto, João  
Evolução geológica e petrológica de granitos cálcio  
alcalinos da porção centro-sul do Cráton Amazônico, Terra  
Nova do Norte (MT) / João Tarelow Neto; orientador Márcia  
Abrahão Moura. -- Brasília, 2021.  
127 p.

Tese (Doutorado - Doutorado em Geologia) -- Universidade  
de Brasília, 2021.

1. U-Pb/Hf. 2. zircão. 3. Cráton Amazônico. 4. arcos  
magmáticos. 5. granitos paleoproterozóicos. I. Moura, Márcia  
Abrahão, orient. II. Título.





**Universidade de Brasília**  
**Instituto de Geociências**

**Evolução geológica e petrológica de granitos cálcio-alcálicos  
da porção centro-sul do Cráton Amazônico, Terra Nova do  
Norte (MT)**

**João Tarelow Neto**

Tese de doutorado apresentada junto ao curso  
de Pós-Graduação em Geologia - Área de  
concentração Mineralogia e Petrologia, para  
obtenção do título de Doutor em Geologia.

**Orientadora:** Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Márcia Abrahão Moura

**Brasília/DF – julho/2021**



**Universidade de Brasília  
Instituto de Geociências**

**Evolução geológica e petrológica de granitos cálcio-alcálicos  
da porção centro-sul do Cráton Amazônico, Terra Nova do  
Norte (MT)**

**João Tarelow Neto**

**TESE DE DOUTORADO Nº 177  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**Orientadora:** Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Márcia Abrahão Moura

**Comissão Examinadora:**

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Beatriz Paschoal Duarte (UERJ)

Prof. Dr. Júlio Cezar Mendes (UFRJ)

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Natalia Hauser (IG/UnB)

**Brasília/DF – julho/2021**

## ***AGRADECIMENTOS***

---

Agradeço primeiramente às instituições que me apoiaram durante o período de Doutorado: a Universidade de Brasília (UnB) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGG) pelo apoio intelectual e científico, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) - Código Financeiro 001 e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq - bolsa 426769 / 2016-3 e Projeto de Pesquisa 426769/2016-3) pelo financiamento parcial dos trabalhos de campo e de laboratório, e pela concessão de bolsa. Agradeço, também o apoio da equipe técnica dos laboratórios de Laminação, Microsonda Eletrônica, Microscopia Eletrônica de Varredura e Geocronologia da Universidade de Brasília na aquisição de dados. Aos professores das disciplinas que cursei no programa de Pós-Graduação. À professora Catarina Toledo pelo pagamento de análises litoquímicas.

Agradeço à Empresa de Mineração do Estado de Mato Grosso (METAMAT) e à Cooperativa de Garimpeiros Mineiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEPE) pelo apoio logístico (disponibilização de veículos) durante a realização das atividades de campo. Agradeço a todos que deram apoio na execução da pesquisa de doutorado: Rodrigo Marimon, Eduardo Valentin, Kamila Fernandes, Bruno Vasconcelos, Guilherme Mene, Juliana Rezende, Antônio João, Hermes, Gilson Camboin, João, Fred, Rael e Emilio.

Agradeço a minha orientadora pela paciência, disposição, dedicação e experiência passada durante sua orientação. A minha família: a minha mãe Rosani Tarelow, a minha noiva Karinne, minha vó Maria Helena Tarelow, ao meu tio Alexandre Tarelow. Por fim, dedico esta Tese à memória do meu pai Mauri Bernardes e do meu avô João Tarelow.

## RESUMO

---

Esta tese apresenta dados geológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos Nd-Hf inéditos de rochas graníticas paleoproterozóicas da Suíte Intrusiva Teles Pires e da Suíte Intrusiva Matupá, localizadas no setor centro-sul do Cráton Amazônico, na área que compreende a Província Aurífera Alta Floresta. Essa região se insere no contexto geológico do Domínio Peixoto de Azevedo, setor sul da Província Tectônica Tapajós-Parima. A Suíte Intrusiva Teles Pires possui composição variando de sienogranítica a monzogranítica, cuja assinatura cálcio-alcalina pode ser relacionada a ambiente de arco magmático maduro. Datação U-Pb em zircão via LA-ICP-MS resultou em idades de  $1790 \pm 6$  Ma e  $1793 \pm 7$  Ma, que foram atribuídas à sua cristalização. Resultados das análises isotópicas de Nd-Hf da Suíte Intrusiva Teles Pires mostram uma fonte com idades modelo Hf entre 2.3 a 1.9 Ga, indicando contribuição mantélica e de retrabalhamento crustal, com valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  de +7.17 a -3.30, enquanto os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , de -0.07 a -0.71, indicam contribuição crustal mais atuante. A Suíte Intrusiva Matupá foi individualizada em duas fácies: fácies 1, composta por sienogranito e monzogranito, e fácies 2, composta por granodiorito. O sienogranito e o monzogranito da fácies 1 são ferrosos e levemente peraluminosos, enquanto o granodiorito da fácies 2 possui características químicas similares às de granitos magnesianos e metaluminosos. Feições petrográficas e geoquímicas demonstram a natureza cálcio-alcalina da Suíte Intrusiva Matupá, a qual é típica de granitos do tipo I gerados em ambiente de arco continental. Cristais de zircão magmático resultaram em idades concordantes U-Pb LA-ICP-MS de  $1864 \pm 19$  Ma e  $1859 \pm 8$  Ma, respectivamente, para o sienogranito e monzogranito da fácies 1, e idade de  $1881 \pm 5$  Ma para o granodiorito da fácies 2. Processos de assimilação crustal e/ou contaminação são sugeridos para a Suíte Intrusiva Matupá, devido à presença de populações de zircão herdado com idades aproximadas de 1960, 1900 e 1896 Ma. Essas idades são correlacionáveis à Suíte Intrusiva Creporizão (idade de ca. 1960 Ma), Suíte Intrusiva Tropas (idade de ca. 1900 Ma) e Suíte Intrusiva Parauari (idades de ca. 1880 Ma), que integram o Domínio Tapajós. A Suíte Intrusiva Matupá destaca-se por fonte com idades modelo Hf entre 2.49-1.91 Ga e  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre +5.71 a -5.50. Na Suíte Intrusiva Matupá, os grãos de zircões herdados correlacionados com a Suíte Intrusiva Creporizão apresentam idades modelo Hf entre 2.0 a 2.4 Ga e  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre -3.76 a +4.10, enquanto os zircões herdados correlacionados com a Suíte Intrusiva Tropas apresentam idades modelo Hf entre 2.1 a 2.4 Ga e  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre -3.93 a +2.50. A ampla faixa de valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  em contraste com os valores uniformemente negativos de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  da Suíte Intrusiva Matupá sugerem o desacoplamento dos sistemas isotópicos Nd e Hf que pode estar relacionado com processos reciclagem de sedimentos na zona de subducção, herança da fonte de magma que ocorre em zonas de subducção. Propõe-se para Suíte Intrusiva Matupá sua origem e evolução atribuída ao arco magmático Cuiú-Cuiú (período Orosiriano) e para Suíte Intrusiva Teles Pires sua origem e evolução atribuída ao arco magmático Juruena cuja evolução é dividida geograficamente em dois segmentos: segmento de leste e segmento oeste. A evolução magmática do segmento leste está associada à interação de componentes crustais da crosta originada na fase orogênica do arco magmático Cuiú-Cuiú (Domínio Tapajós da Província Tectônica Tapajós-Parimá), enquanto a evolução magmática do segmento oeste está associada à atividade reflexa do Arco Magmático Juruena.

Palavras-Chave: U-Pb/Hf, zircão, Cráton Amazônico, arcos magmáticos, granitos paleoproterozóicos.

## ABSTRACT

---

This thesis presents new geological, geochemical, geochronological and Nd-Hf isotopic data for the Paleoproterozoic granites of both the Teles Pires Intrusive Suite and the Matupá Intrusive Suite, which are located in the Alta Floresta Gold Province in the south-central region of the Amazonian Craton. This region falls within the Peixoto de Azevedo Domain in the southern Tapajós-Parima Tectonic Province. The results here presented are of the importance in advancing geological knowledge of the Alta Floresta Gold Province. The Teles Pires Intrusive Suite varies from syenogranite to monzogranite whose calc-alkaline signature can be linked to the setting of a mature magmatic arc. U-Pb zircon in situ dating with LA-ICP-MS yielded ages at  $1790 \pm 6$  Ma and  $1793 \pm 7$  Ma attributed to its magmatic crystallization. The Nd-Hf isotopic analyses of the Teles Pires Intrusive Suite reveal a source with Hf model age of between 2.3 and 1.9 Ga. This is indicative of mantle contribution and crustal reworking with values of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  ranging from +7.17 to -3.3 while other values suggest a more crustal contribution with  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  from -0.07 to -0.71. The Matupá Intrusive Suite was divided into two facies: facies 1, composed of syenogranite and monzogranite, and facies 2, composed of granodiorite. Granodiorite from facies 2 has chemical characteristics similar to that of magnesian and metaluminous granites, while syenogranite and monzogranite of facies 1 are ferrous and slightly peraluminous. Petrographic and geochemical features demonstrate the calc-alkaline nature of the Matupá Intrusive Suite which is typical for I-type granites of volcanic arc settings. Magmatic zircon crystals yielded U-Pb LA-ICP-MS ages at  $1864 \pm 19$  Ma and  $1859 \pm 8$  Ma for syenogranite and monzogranite of facies 1, respectively, and an age of  $1881 \pm 5$  Ma for granodiorite of facies 2. Crustal assimilation and/or contamination is suggested for the Matupá Intrusive Suite due to the presence of inherited zircon populations of ca. 1960, 1900, and ca 1896 Ma. These ages are similar with ages from with the Creporizão (ca. 1960 Ma) Intrusive Suite, Tropas Intrusive Suite (ca. 1900 Ma) and Parauari Intrusive Suite (ca. 1880 Ma), which are all part of the Tapajós Domain. The Matupá Intrusive Suite derives from a source with Hf model ages of between 2.4-1.91 Ga and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between +5.71 and -5.50. The inherited zircon grains that are correlated with the Creporizão Intrusive Suite show Hf model ages of between 2.0 and 2.4, and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between -3.76 and +4.10 while the zircon grains that are correlated with the Tropas Intrusive Suite show Hf model ages of 2.1-2.4 Ga and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  of -3.93 - +2.50. The wide range of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values in contrast to the negative  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values of the Matupá Intrusive Suite suggests a decoupling of the Nd-Hf isotopic systems probably as in the magma source resulting of sediment recycling in subduction zones. This Ph.D. thesis proposes that the origin and evolution of the Matupá Intrusive Suite is linked to the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc and that the origin and evolution of the Teles Pires Intrusive Suite is attributed to the Juruena Magmatic Arc. The latter is divided into eastern and western geographic segments. The magmatic evolution of the eastern segment is associated with the interaction of crustal components during the orogenic phase of the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc (Tapajós Domain of the Tapajós-Parimá Tectonic Province) while the magmatic evolution of the western segment is related to rebound activity of the Juruena Magmatic Arc.

Keywords: U-Pb/Hf, zircon, Amazonian Craton, magmatic arcs, Paleoproterozoic granites.

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
I. 1. INTRODUÇÃO .....	1
I. 2. OBJETIVOS .....	2
I. 3. MÉTODOS DE PESQUISA.....	3
I. 3.1. Etapa preliminar.....	3
I. 3.2. Etapa de coleta de dados (trabalho de campo).....	3
I. 3.3. Etapa de coleta de dados (trabalho em laboratório).....	3
I. 3.3.1. Estudo petrográfico .....	3
I. 3.3.2. Química mineral.....	4
I. 3.3.3. Litogeoquímica .....	4
I. 3.3.4. Análises isotópicas.....	4
I. 3.3.4.1. Método U-Pb em zircão .....	4
I. 3.3.4.2. Método Lu-Hf.....	5
I. 3.3.4.3. Método Sm-Nd .....	7
I. 3.4. Etapa de tratamento e sistematização dos dados obtidos.....	7
I. 3.5. Etapa de conclusão e divulgação dos resultados.....	7
I. 4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO .....	7
<b>CAPÍTULO II – SÍNTESE DO ESTADO DA ARTE .....</b>	<b>9</b>
II. 1. GERAÇÃO DE MAGMAS GRANÍTICOS EM ARCOS MAGMÁTICOS .....	9
II. 2. MECANISMOS DE EVOLUÇÃO MAGMÁTICA .....	10
II. 2.1. Cristalização fracionada .....	12
II. 2.2. Assimilação e contaminação crustal.....	12
II. 2.3. Processos de mistura de magmas.....	13
II. 3. APLICAÇÃO DOS SISTEMAS ISOTÓPICOS Sm-Nd E Lu-Hf NA PETROLOGIA ÍGNEA .....	14
<b>CAPÍTULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO .....</b>	<b>17</b>
III. 1. INTRODUÇÃO .....	17
III. 2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	17
III. 2.1. Cráton Amazônico.....	17
III. 2.1.1. Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga).....	18
III. 2.1.2. Província Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga).....	18
III. 3. CONTEXTO GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA.....	19
III. 3.1. Suíte Intrusiva Flor da Serra.....	21
III. 3.2. Suíte Intrusiva Matupá .....	22
III. 3.3. Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires .....	23
III. 3.3.1. Grupo Colíder.....	23
III. 3.3.2. Suíte Intrusiva Teles Pires.....	24
III. 3.4. Formação Dardanelos.....	25
<b>CAPÍTULO IV – ARTIGO 1 – “PALEOPROTEROZOIC ARC MAGMATISM IN THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL: CONSTRAINTS FROM GEOLOGY, GEOCHEMISTRY, AND GEOCHRONOLOGY OF GRANITIC ROCKS” .....</b>	<b>26</b>
IV. 1. INTRODUCTION .....	27
IV. 2. REGIONAL GEOLOGY.....	28
VI. 3. ANALYTICAL PROCEDURES .....	30
VI. 4. RESULTS .....	31
VI. 4.1. Geology, petrography, and mineral chemistry .....	31

VI. 4.1.1. Matupá Intrusive Suite .....	32
VI. 4.1.2. Teles Pires Intrusive Suite.....	34
VI. 4.2. Geochemistry .....	36
VI. 4.3. U-Pb isotopes .....	39
VI. 4.3.1. Matupá Intrusive Suite .....	39
VI. 4.3.2. Teles Pires Intrusive Suite.....	42
VI. 5. DISCUSSION .....	43
VI. 6. CONCLUSIONS.....	45
VI. 7. ACKNOWLEDGEMENTS .....	46
VI. 8. REFERENCES .....	46

**CAPÍTULO V – ARTIGO 2 – “Nd-Hf ISOTOPIC COMPOSITION OF THE PALEOPROTEROZOIC MATUPÁ AND TELES PIRES INTRUSIVE SUITES: IMPLICATIONS FOR CRUSTAL EVOLUTION OF THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON (BRASIL)” .....**

<b>81</b>	<b>81</b>
V. 1. INTRODUCTION.....	82
V. 2. GEOLOGICAL SETTING.....	82
V. 2.1. Local Geology .....	85
V. 3. METHODOLOGY .....	86
V. 3.1. Lu-Hf Analytical Procedures.....	86
V. 3.1.1. Isotope Geochemistry Laboratory of University of Brasília .....	86
V. 3.1.2. Isotope Geochemistry Laboratory of the Ouro Preto University .....	87
V. 3.2. Sm-Nd analytical procedures .....	87
V. 4. RESULTS.....	88
V. 4.1. Nd-Hf isotope results.....	88
V. 4.1.1. Matupá Intrusive Suite .....	88
V. 4.1.2. Teles Pires Intrusive Suite .....	90
V. 5. DISCUSSIONS .....	91
V. 5.1. Isotopic implications for genesis of granitic magmatism of the Teles Pires and Matupá intrusive suites .....	91
V. 5.2. Implications for tectonic regime.....	92
V. 6. CONCLUSIONS .....	95
V. 7. ACKNOWLEDGEMENTS .....	95
V. 8. REFERENCES .....	96

**CAPÍTULO VI – DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....**

<b>112</b>	<b>112</b>
VI. 1. DISCUSSÕES.....	112
VI. 2. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	114

**CAPÍTULO VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....**

<b>117</b>	<b>117</b>
VII. 1. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	117

## LISTA DE FIGURAS

### CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

I. **Fig. 1.** Mapa de localização da área de estudo. Linha tracejada em vermelho em destaque para área de estudo..... 8

### CAPÍTULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO

III. **Fig. 1.** Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico e localização da área de estudo. 19

### CAPÍTULO IV – ARTIGO 1 – “PALEOPROTEROZOIC ARC MAGMATISM IN THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL: CONSTRAINTS FROM GEOLOGY, GEOCHEMISTRY, AND GEOCHRONOLOGY OF GRANITIC ROCKS”

**Fig. IV. 1.** Tectonic provinces of the Amazonian Craton and location of the study area..... 28

**Fig. IV. 2.** Geological map of the study area..... 30

**Fig. IV. 3.** Macroscopic and microscopic features of the Matupá Intrusive Suite..... 33

**Fig. IV. 4.** Biotite compositions from the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite..... 34

**Fig. IV. 5.** Macroscopic and microscopic aspects of the Teles Pires Intrusive Suite. .... 36

**Fig. IV. 6.** Geochemical classification diagrams for granites of the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite..... 37

**Fig. IV. 7.** Harker variation diagrams for selected major elements against SiO<sub>2</sub> for the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite (weight %) ..... 38

**Fig. IV. 8.** a) and b) Multi-element diagrams for the Teles Pires and Matupá intrusive suites normalized to chondrite of Nakamura (1974), and c) and d) Thompson (1982)..... 39

**Fig. IV. 9.** Backscattered electron (BSE) images of representative zircon grains from the Matupá Intrusive Suite ..... 40

**Fig. IV. 10.** U-Pb concordia diagram (LA-ICP-MS) for rocks of facies 1 (TN-60) from the Matupá Intrusive Suite. a) upper intercept age of  $1,864 \pm 19$  Ma yielded by four zircon crystals; b) inherited age of  $1,893 \pm 6$  Ma yielded by eighteen zircon crystals..... 41

**Fig. IV. 11.** U-Pb concordia diagram (LA-ICP-MS) for rock of facies 1 (TN-75) from the Matupá Intrusive Suite. a) upper intercept age of  $1,859 \pm 8$  Ma yielded by six zircon crystals; inherited ages of  $1,902 \pm 11$  Ma yielded by eight zircon crystals b) and  $1,963 \pm 24$  Ma yielded by five zircon crystals c) ..... 41

**Fig. IV. 12.** U-Pb concordia diagrams (LA-ICP-MS) of granodiorite facies 2 (TN-40) from the Matupá Intrusive Suite. a) upper intercept age of  $1,881 \pm 5$  Ma yielded by fifteen zircon crystals; b) inherited age of  $1,962 \pm 7$  Ma yielded by four zircon crystals ..... 42

**Fig. IV. 13.** U-Pb concordia diagrams and BSE images of zircon crystals from the Teles Pires Intrusive Suite. a) and b) BSE images of magmatic zircon grains from the Teles Pires Intrusive Suite; c) BSE images of inherited zircon grains; d) upper concordia intercept age of  $1,790 \pm 6$  Ma yielded by twenty zircon crystals (TN-08); e) upper concordia intercept age of  $1,793 \pm 7$  Ma yielded by twenty-three zircon crystals (TN-15); f) inherited age of  $1,847 \pm 10$  Ma yielded by eight zircon crystals (TN-15) ..... 43

### CAPÍTULO V – ARTIGO 2 – “ND-HF ISOTOPIC COMPOSITION OF THE PALEOPROTEROZOIC MATUPÁ AND TELES PIRES INTRUSIVE SUITES: IMPLICATIONS FOR CRUSTAL EVOLUTION OF THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON (BRASIL)”

**Fig. V. 1.** a) and b) Tectonic provinces and domains of the Amazonian Craton. Highlights include the subdivision of the Rondônia-Juruena and Tapajós-Parima provinces into domains, inferred boundary of the Alta Floresta Gold Province, and location of the study area in Peixo de Azevedo Domain 5)..... 83



<b>Fig. V. 2.</b> a) Simplified geological map displaying inferred limit for the Alta Floresta Gold Province, and b) location of the study area . . . . .	84
<b>Fig. V. 3.</b> a) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age diagram for Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite, and b) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age for inherited zircons of the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite. . . . .	89
<b>Fig. V. 4.</b> $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. age diagram for Matupá Intrusive Suite a), and Teles Pires Intrusive Suite b). . . . .	90
<b>Fig. V. 5.</b> $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. age and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age diagram for rocks of the Matupá Intrusive Suite, Teles Intrusive Suite and inherited zircons. . . . .	92
<b>Fig. V. 6.</b> Schematic petrological and tectonic section for emplacement of Matupá Intrusive Suite (1859-1881 Ma) and Teles Pires Intrusive (1790-1793 Ma) in the study area. . . . .	94

## ***LISTA DE TABELAS***

### ***ANEXOS – CAPÍTULO IV – ARTIGO 1 – “PALEOPROTEROZOIC ARC MAGMATISM IN THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL: CONSTRAINTS FROM GEOLOGY, GEOCHEMISTRY, AND GEOCHRONOLOGY OF GRANITIC ROCKS”***

<b>Table IV. 1.</b> Mineral chemistry data of biotites from the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite .....	52
<b>Table IV. 2.</b> Mineral chemistry data of amphiboles from the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite .....	64
<b>Table IV. 3.</b> Geochemical data from Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite ...	68
<b>Table IV. 4.</b> U-Th-Pb LA-ICP-MS analytical results. ....	74

### ***ANEXOS – CAPÍTULO V – ARTIGO 2 – “ND-HF ISOTOPIC COMPOSITION OF THE PALEOPROTEROZOIC MATUPÁ AND TELES PIRES INTRUSIVE SUITES: IMPLICATIONS FOR CRUSTAL EVOLUTION OF THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON (BRASIL)”***

<b>Table V. 1.</b> LA-ICP-MS U-Th-Pb data (Tarelow Neto and Moura, 2021).....	101
<b>Table V. 2.</b> In situ zircon Lu-Hf isotope analysis of rocks from the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite.. ..	106
<b>Table V. 3.</b> Sm-Nd isotope data of rocks from the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite.....	111

## ***ESTRUTURA E ORGANIZAÇÃO DA TESE***

O presente trabalho consiste da tese de conclusão do curso de doutorado junto ao Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. A apresentação da tese segue o modelo de integração de artigos científicos. E está dividida em seis capítulos.

O **Capítulo I** apresenta a introdução e justificativas para a escolha do objeto de estudo, os objetivos e a descrição dos materiais e métodos empregados no desenvolvimento da tese, e informações sobre a localização da área de estudo. O **Capítulo II** apresenta uma síntese do estado da arte sobre a gênese e evolução de granitos de arcos magmáticos e a aplicação dos sistemas isotópicos Sm-Nd e Lu-Hf na petrologia ígnea. O **Capítulo III** apresenta uma revisão do Contexto Geológico-Geotectônico da área de estudo que compreende a porção centro sul do Cráton Amazônico.

O **Capítulo IV** é constituído pelo artigo publicado no periódico internacional *Journal of South American Earth Sciences* em 25 de fevereiro de 2021, intitulado “*Paleoproterozoic Arc Magmatism in the southern Amazonian Craton, Brazil: Constraints from geology, geochemistry, and geochronology of granitic rocks*”. O **Capítulo V** é constituído pelo artigo “*Nd-Hf isotopic composition of the Paleoproterozoic Matupá and Teles Pires intrusive suites: Implications for crustal evolution of the southern Amazonian Craton (Brazil)*”, submetido no periódico internacional *Lithos*. As discussões e conclusões consideradas mais relevantes no âmbito da tese são apresentadas de forma sucinta no **Capítulo VI**. Discussões e conclusões detalhadas são apresentadas nas seções de conclusão de cada artigo científico. As referências utilizadas nos capítulos introdutórios (Capítulos I, II, III e VI) constam do **Capítulo VII**. As referências e as tabelas utilizadas nos artigos científicos são apresentadas individualmente, ao final de cada um dos seus respectivos capítulos.

## INTRODUÇÃO

### I. 1. INTRODUÇÃO

Discussões quanto aos processos de geração, segregação e transporte de magmas são altamente relevantes no entendimento dos mecanismos de evolução magmática e de formação de depósitos minerais associados a granitos. Associações entre a tipologia de granitos, região fonte e ambiente tectônico têm sido abordadas ao longo da história por diversos autores na tentativa de definir corretamente o posicionamento tectônico do magmatismo (Chappell & White, 1974; Ishihara, 1977; Pitcher, 1983; Didier et al., 1982; Pearce et al., 1984; Barbarin, 1990; Roberts & Clemens, 1993; Liégeois, 1998; Cobbing, 2000). Com base na utilização de técnicas analíticas avançadas e na compreensão dos processos geodinâmicos envolvidos na moderna tectônica de placas, foi possível associar o magmatismo granítico tanto a cadeias meso-oceânicas, em margens continentais ativas, ambientes intraplaca ou a zonas de colisão continental (Arndt, 2013). Mudanças de ambiente tectônico, rocha-fonte e condições físico-químicas de evolução magmática refletem diretamente nas tipologias de granitos, ou seja, a origem dos granitos apresenta íntima relação à tectônica regional e aos seus mecanismos associados.

O centro-sul do Cráton Amazônico hospeda múltiplas gerações de granitos com características de arco magmático (Santos et al., 2000) em uma região marcada por domínios paleoproterozoicos e expressivo teor de ouro na denominada Província Aurífera de Alta Floresta (Dardenne & Schobbenhaus, 2001) ou Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Moura & Botelho, 2002; Silva & Abram, 2008). Esses domínios paleoproterozoicos são compostos por províncias tectônicas, com idades aproximadas que variam entre 1960 e 1750 Ma, representadas por suítes graníticas e rochas vulcânicas cálcio-alcalinas, que são as principais hospedeiras de ouro na região (Santos et al., 2001; Moura & Botelho, 2002; Souza et al., 2005; Moura et al., 2006; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Prado et al., 2012; Assis et al., 2012, 2014; Silva et al., 2014; Dezula et al., 2018; Alves et al., 2020). A área de estudo engloba unidades de duas províncias tectônicas distintas: a Província Tapajós-Parima, representada pelo Domínio Peixoto de Azevedo a leste, e pela Província Rondônia-Juruena, representada pelo Domínio Juruena, a oeste. As suítes mais antigas são atribuídas à Província Tapajós-Parima, ao passo que as suítes mais jovens são atribuídas à Província Rondônia-Juruena.

Mapeamentos geológicos de detalhe e datações geocronológicas conduzidas ao longo das últimas décadas permitiram que novas suítes graníticas fossem individualizadas. Contudo, esses estudos não contemplam toda a região. Trabalhos pioneiros de detalhe agruparam unidades graníticas com padrões geoquímicos similares entre si em suítes que, posteriormente, constituíram

a base de correlações estratigráficas, dados geofísicos e petrológicos e mapeamento geológico básico. A ausência de trabalhos de detalhe sobre as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Matupá na área instigou a realização de estudos geoquímicos que levaram à individualização dessas rochas em novos corpos espacialmente correlacionados, mas assíncronos. No presente trabalho, dois corpos graníticos, com idades em torno de 1790 e 1793 Ma previamente atribuídos à Suíte Intrusiva Matupá, são inseridos na Suíte Intrusiva Teles Pires. Estas intrusões afloram por aproximadamente 313 km<sup>2</sup> na área de estudo, a sudeste do município de Terra Nova do Norte.

Independentemente do arcabouço estratigráfico e compartimentação tectônica adotada, com os crescentes trabalhos desenvolvidos nos últimos anos têm sido explicitadas diferentes concepções sobre o ambiente geotectônico da Província Aurífera Alta Floresta. Destacam-se sua evolução petrológica atribuída a um ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se aglutinaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônica Central no decorrer do Paleoproterozóico (Tassinari & Macambira, 2004; Souza et al., 2005; Santos et al., 2006; Silva & Abram, 2008), e a atribuída ao retrabalhamento de terrenos antigos vinculados à Província Amazônia Central (Paes de Barros, 2007), tendo sua evolução relacionada com a Província Tapajós-Parima (2030-1860 Ma) e Rondônia-Juruena (1850-1540 Ma) (Santos et al., 2006). A partir das diferentes concepções geotectônicas para a Província Aurífera Alta Floresta, a geração de dados geológicos inéditos relacionados aos granitos cálcio-alcálicos de médio a alto potássio aflorantes a sudeste da cidade de Terra Nova do Norte contribuirá para um melhor entendimento da evolução petrológica e geotectônica, além de atestar o caráter cálcio-alcálico dos granitos da porção sudeste do Cráton Amazônico.

A compreensão da formação e diferenciação dos magmas félsicos que originaram essas unidades será de suma importância para a elaboração de modelos de geração de crosta, que por sua vez poderão indicar as possíveis fontes geradoras dos magmas e ajudará a entender os processos de evolução crustal atuantes na região.

## **I. 2. OBJETIVOS**

A presente tese teve como objetivo principal contribuir para o aprofundamento na discussão do magmatismo de cunho regional, uma vez que as variações isotópicas apresentam ligação direta entre a composição da região de origem, sua tipologia, ambiente tectônico e, principalmente, de interação complexa de vários mecanismos atuantes desde a geração magmática, ascensão e alojamento na crosta continental. Os objetivos específicos podem ser resumidos em:

- Gerar dados inéditos de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos;
- Compreender o caráter geoquímico dos granitos na região de Terra Nova do Norte;
- Elaborar proposta de geração e evolução dos granitos cálcio-alcálicos precambrianos;

- Contribuir com o avanço do conhecimento da porção sul do Cráton Amazônico.

### **I. 3. MÉTODOS DE PESQUISA**

Amostras das principais fácies identificadas neste trabalho a partir de mapeamento geológico, pertencentes à Suíte Intrusiva Teles Pires e à Suíte Intrusiva Matupá, foram selecionadas para estudo petrológico. Para alcançar os objetivos estabelecidos neste trabalho, foram empregadas as seguintes ações/etapas:

#### **I. 3.1. Etapa preliminar**

Compreendeu o levantamento e revisão bibliográfica de dados disponíveis na literatura, referentes à área de estudo e assuntos pertinentes ao tema. Confeção e digitalização dos mapas-base com as principais estradas de acesso, hidrografia, zonas homólogas, etc.

Foram utilizadas as bases cartográficas e geológicas disponibilizadas pela CPRM, Mapa geológico estadual na escala de 1:1.000.000 (Lacerda Filho et al., 2004) e do mapa geológico da Folha Vila Guarita na escala de 1:250.000 (Moreton & Martins, 2005) e do mapa integrado do Projeto Província Mineral de Alta Floresta, na escala de 1:500.000 (Souza et al., 2005).

#### **I. 3.2. Etapa de coleta de dados (trabalho de campo)**

O trabalho de campo compreendeu o mapeamento geológico em escala 1: 100.000 dos diferentes tipos de granitos cálcio-alcálicos aflorantes na área de estudo, abordando seus principais afloramentos (descrição e interpretação de afloramentos de rochas e coleta de amostras representativas para análises laboratoriais).

#### **I. 3.3. Etapa de coleta de dados (trabalho em laboratório)**

##### **I. 3.3.1. Estudo petrográfico**

As lâminas delgadas e polidas para o estudo petrográfico e de química mineral foram confeccionadas no Laboratório de laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB) e o estudo petrográfico foi realizado em microscópios petrográficos binoculares das marcas Olympus e Zeiss, na sala de pesquisas do Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPG-IG-UnB). As fotomicrografias das seções delgadas foram obtidas com polarizadores cruzados e paralelos, utilizando uma câmera acoplada ao microscópio, da marca Lumenera, modelo *Infinity 1 Capture*.

Ao todo 66 (sessenta e seis) amostras foram selecionadas para estudos petrográficos. Após a descrição macro e microscópica detalhada das amostras selecionadas, foram selecionadas as amostras mais preservadas e representativas para análises químicas, litogeoquímicas e isotópicas U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf.

### I. 3.3.2. Química mineral

As análises químicas dos minerais foram obtidas via microsonda eletrônica de modelo JEOL JXA-8600 no Laboratório de Microsonda da Universidade de Brasília (UnB). Os minerais selecionados para as análises foram biotita e anfibólio. Análises WDS *in situ* nos silicatos foram conduzidas com abertura do feixe de íons entre 1 e 7  $\mu\text{m}$  a uma voltagem de 15 Kv e corrente de 15  $\eta\text{A}$ . Padrões sintéticos do laboratório foram utilizados para calibração de equipamentos.

### I. 3.3.3. Litogeoquímica

Para o estudo litoquímico das rochas da Suíte Intrusiva Teles Pires e da Suíte Intrusiva Matupá foram selecionadas 29 amostras representativas, sendo 9 amostras da Suíte Intrusiva Teles Pires e 20 da Suíte Intrusiva Matupá. A etapa de preparação física das amostras incluiu britagem, moagem, homogeneização e quarteamento no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e no laboratório da ALS Minerals. As amostras foram analisadas na ALS Minerals via fluorescência de raios-X ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , BaO, CaO,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , MgO, MnO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  e  $\text{TiO}_2$ ), e espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) (Au, Ba, Be, Cs, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zn, Zr, Bi, Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Tm e Yb).

As amostras processadas foram analisadas pelo pacote comercial CCP-PKG 03.

Os diagramas geoquímicos discriminantes utilizados neste trabalho foram gerados utilizando os softwares GCDkit (Janousek et al., 2003) e Icpet (Carr & Gazel, 2016).

### I. 3.3.4. Análises isotópicas

#### I. 3.3.4.1. Método U-Pb em zircão

Para análise isotópica U-Pb em zircão foram separados aproximadamente 10 kg de cada amostra selecionada. Após a seleção, as amostras foram trituradas em britador de mandíbula, moídas em moinho de disco e posteriormente peneiradas nas frações 250, 210, 177, 125, 90, e 63 *mesh*, utilizando o concentrado das frações de 125, 90 e 63 *mesh* para posterior concentração de minerais pesados. Os concentrados de minerais pesados foram separados por meio de separação gravimétrica utilizando bateias; posteriormente, os concentrados de zircões foram separados utilizando um separador magnético (*Frantz isodynamic separator*).

Os grãos de zircão foram separados por catação manual, em torno de 150 (cento e cinquenta) grãos para cada amostra, utilizando-se lupa binocular.

Os dados isotópicos U-Pb em zircão foram obtidos via multicoletor Finnigan Neptune acoplado a sistema de ablação a laser Nd:YAG UP-213 ( $\lambda = 213 \text{ nm}$ ) (New Wave Research USA) do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Os isótopos  $\text{Pb}^{204}$ ,  $\text{Pb}^{206}$ ,  $\text{Pb}^{207}$ ,

$U^{235}$ ,  $U^{238}$ ,  $Hg^{202}$  e  $Hg^{204}$  foram medidos com coletores do tipo copo Faraday e MIC (*multi ion channel*) de acordo com os procedimentos de Bühn et al. (2009). A ablação a laser foi conduzida utilizando um diâmetro de 30  $\mu m$  (spot) a uma frequência de 10 Hz e energia de 30%, o que resulta em uma densidade de energia de aproximadamente 1.02 J/cm<sup>2</sup> por pulso. O fracionamento isotópico resultante da indução a laser foi reduzido pela utilização do modo de ablação raster. O material foi então transportado no espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado via fluxo dos gases Ar (~1 L/min) e He (~0.4 L/min). Os sinais das massas para cada grão foram adquiridos em blocos de 40 ciclos de aproximadamente 1 seg e sua qualidade de aquisição foi assegurada devido à aplicação da técnica de agrupamento padrão-amostra-padrão na qual oito análises eram analisadas entre um branco e padrão de zircão GJ-1 (608,5  $\pm$  1,5 Ma; Jackson et al., 2004). Os dados coletados foram posteriormente reduzidos, utilizando uma planilha interna denominada Chronus (Oliveira, 2015), que realiza correções para o background, viés de massa instrumental e fracionamento (Albarède et al., 2004). Este software também refina os dados ao permitir a seleção de ciclos de análises e a exclusão de discrepantes. Diagramas concórdia foram calculados utilizando o ISOPLOT (Ludwig, 2012). Os erros analíticos são apresentados em 2 $\sigma$ . A rotina analítica adotada pelo Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pode ser consultada em detalhe em Bühn et al. (2009).

#### I. 3.3.4.2. Método Lu-Hf

Assim como os dados isotópicos de U-Pb, os dados de isótopos de Lu-Hf em cristais de zircão previamente datados pelo método U-Pb foram obtidos por LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multi-collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). As análises foram feitas o mais próximo possível dos pontos analisados pelo método U-Pb, a fim de analisar as porções dos grãos de zircão com as mesmas características isotópicas de U e Pb. A datação Lu-Hf em zircão foi conduzida via espectrômetro de massas com plasma indutivamente acoplado (LA-ICP-MS) no Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da Universidade de Brasília e no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto. Dados isotópicos de Lu-Hf para cada amostra estão organizados de acordo com o laboratório em que foram obtidos. Seguem detalhes da metodologia empregada em cada laboratório.

#### Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília

A metodologia aqui aplicada seguiu os procedimentos de Matteini et al. (2010). Análises isotópicas em zircão foram realizadas por meio do Thermo-Fisher Neptune HR-MC-ICP-MS acoplado a sistema de ablação a laser New Wave Nd: Nd:YAG UP-213. Replicatas da solução de referência Hf JMC-475 (200 ppb) foram conduzidas anteriormente às análises de Hf em zircão ( $^{176}Hf/^{177}Hf = 0,282164 \pm 142s$ , n= 4). Análises do zircão de referência GJ-1 foram intercaladas



ao procedimento e a maioria dos valores obtidos para  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  está dentro da margem de erro descrita na literatura (Morel et al., 2008; Matteini et al., 2010). O material de referência GJ-1 resultou em  $^{178}\text{Hf} = 0,282015 \pm 0,000009$  ( $n = 5,2$  SD) a uma intensidade de  $2,03 \pm 0,08$  V. A ablação foi conduzida sob as configurações de diâmetro de  $40 \mu\text{m}$  e 50 ciclos de aproximadamente 1s. As razões isotópicas para Hf foram normalizadas para  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,7325$  (Patchett et al., 1982) e a contribuição de  $^{176}\text{Yb}$  e  $^{176}\text{Lu}$  foi calculada usando a abundância isotópica de Lu e Hf de Chu et al. (2002). Epsilon Hf ( $\epsilon\text{Hf}$ ) para cada zircão foi recalculado com base em idades U-Pb previamente obtidas para os mesmos grãos. Os valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  foram calculados com base na constante de decaimento  $\lambda = 1,867 * 10^{-11}$  (Scherer et al., 2001) e reservatório condrítico uniforme (CHUR) de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,036$  and  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282772$  (Blichert-Toft & Albarède, 1997). As idades-modelo  $T_{\text{DM}}$  Hf foram calculadas com base na composição isotópica inicial de Hf do zircão usando valores médios crustais de Lu/Hf (Gerdes & Zeh, 2009; Nebel et al., 2007). A composição inicial de Hf no zircão representa a razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  calculada no momento de cristalização do zircão para o mesmo cristal onde a idade U-Pb havia sido anteriormente medida.

#### Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto

No Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto,  $^{176}\text{Lu}$  e  $^{176}\text{Yb}$  foram obtidos por meio das razões  $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0,02656$  e  $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0,795015$  (ambos valores internos de JWG). O viés de massa instrumental foi corrigido por meio da lei exponencial e razões  $^{172}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$  e  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de 1,35351 (Chu et al., 2002; Segal et al., 2003) e 0,7325 (Patchett et al., 1982), respectivamente. O viés de massa dos isótopos de Yb ( $\beta\text{Yb}$ ) geralmente difere daqueles dos isótopos de Hf ( $\beta\text{Hf}$ ) com um desvio típico de  $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$  calculado para cada sessão analítica pela média de  $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$  para múltiplas análises do material de referência Temora (Wu et al., 2006). O comportamento de viés de massa de Lu é similar àquele do Yb. Para os cristais de zircão ricos em Yb, a determinação do fator de desvio para  $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$  foi realizada pela média de  $\beta\text{Yb}$  para cada análise. Para os cristais de zircão empobrecidos em Yb, as correções utilizaram o  $\beta\text{Hf}$  de cada etapa de integração dividido pelo fator de desvio de  $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$  na sessão analítica. Utilizaram-se três materiais de referência distintos durante as análises: GJ-1 (Morel et al., 2008), Plešovice (Sláma et al., 2008) e BB (Santos et al., 2014). Análises múltiplas de GJ-1 resultaram em razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  média de  $0,281995 \pm 23$  (2 SD) ( $n = 9$ ;  $n =$  número de análises). Plešovice resultou em razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  média de  $0,282473 \pm 63$  (2 SD) ( $n = 10$ ), enquanto BB resultou em razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  média de  $0,281674 \pm 34$  (2 SD) ( $n = 7$ ). Esses valores incidem dentro da margem de erro dos valores recomendados para GJ-1 ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282000 \pm 5$  ( $2\sigma$ )), Plešovice ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282482 \pm 13$  ( $2\sigma$ )), e BB ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,281674 \pm 18$  ( $2\sigma$ )). Os valores de Epsilon Hf ( $\epsilon\text{Hf}$ ) e as idades-modelo de Hf foram calculados usando o Reservatório Condrítico Uniforme (CHUR) com valores  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de 0,0336 e 0,282785, respectivamente

(Bouvier et al., 2008), valores máximos para o manto empobrecido de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,03933$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,283294$  (Blichert-Toft & Puchtel, 2010).

#### *I. 3.3.4.3. Método Sm-Nd*

As análises isotópicas de Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa de termo-ionização (TIMS), de marca/modelo Thermo Scientific TRITON, no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade de Brasília, de acordo com os procedimentos analíticos de Gioia & Pimentel (2000). Amostras de rocha total (ca. 200 mg) foram misturadas a uma solução traçadora de  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$  e dissolvidas em cápsulas Savillex. A extração de Sm-Nd de amostras de rocha total seguiu técnicas convencionais de troca catiônica. Para medições isotópicas de Sm e Nd, essas amostras foram carregadas em filamento duplo de Re para evaporação e analisadas via espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 com 7 coletores em modo estático. As incertezas para as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foram melhores que  $\pm 0,2\%$  ( $2\sigma$ ) e  $\pm 0,0064\%$  ( $2\sigma$ ), respectivamente, com base na análise usando o padrão internacional de rocha BHVO-2. As razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foram normalizadas para o valor  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  e a constante de decaimento considerada foi de  $6,54 \times 10^{-12}$  (Lugmair & Marti, 1978). A idade do modelo  $T_{\text{DM}}$  foi calculada de acordo com o modelo de DePaolo (1981b).

#### **I. 3.4. Etapa de tratamento e sistematização dos dados obtidos**

Compreende o tratamento e a integração dos dados obtidos na pesquisa.

#### **I. 3.5. Etapa de conclusão e divulgação dos resultados**

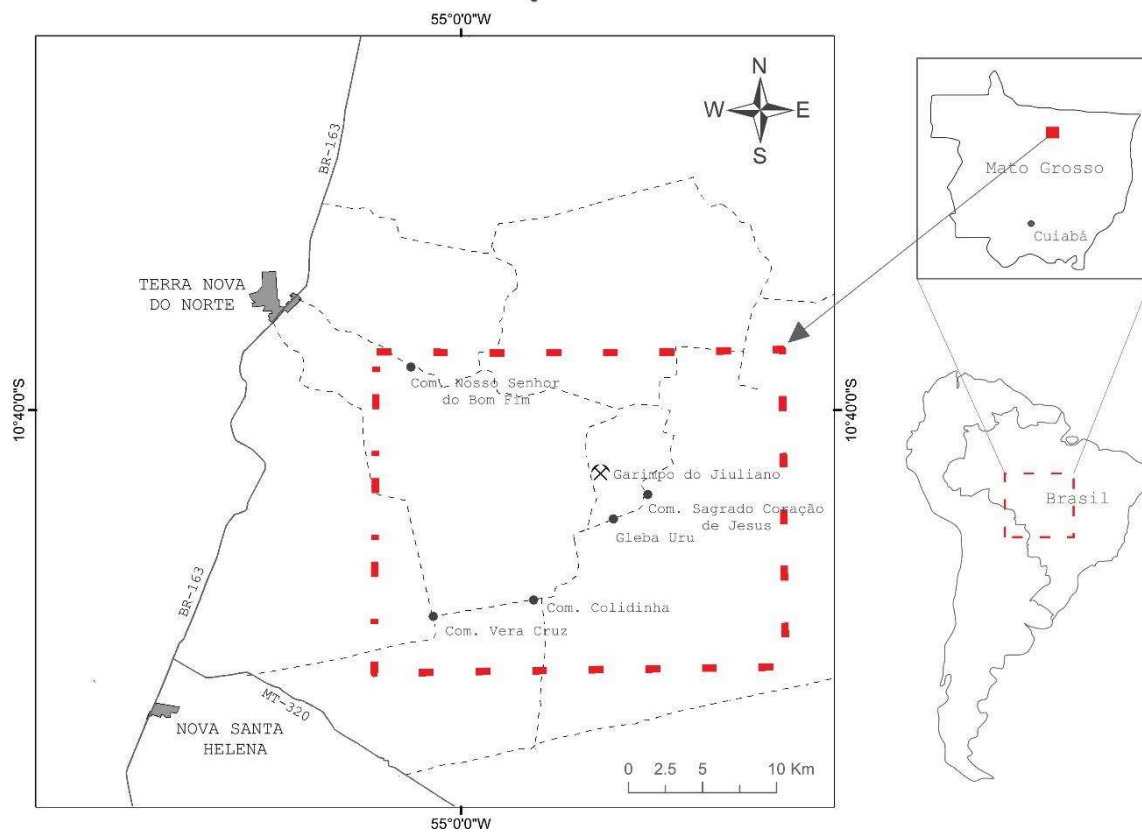
Fazem parte desta etapa:

- Elaboração da tese de doutorado;
- Publicações em periódicos especializados de ampla abrangência.

#### **I. 4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO**

A área de estudo está localizada na porção centro-norte do estado de Mato Grosso, a sudeste da cidade de Terra Nova do Norte (Fig. I. 1.), na região das comunidades Sagrado Coração de Jesus, Gleba Uru, Colidinha, além do único garimpo em atividade na região, conhecido como garimpo do Jiuliano. A área de estudo localiza-se aproximadamente 25 (vinte e cinco) quilômetros em estrada não pavimentada até a cidade de Terra Nova do Norte. A partir de Terra Nova do Norte, o principal acesso terrestre até Cuiabá, capital do estado de Mato Grosso, é feito pela rodovia pavimentada BR-163 por aproximadamente 633 (seiscentos e trinta e três) quilômetros.

## MAPA DE LOCALIZAÇÃO



**Fig. I. 1.** Mapa de localização da área de estudo. Linha tracejada em vermelho em destaque para área de estudo e estradas vicinais em linhas tracejadas em cinza.

## ***SÍNTESE DO ESTADO DA ARTE - GENESE E EVOLUÇÃO DE GRANITOS DE ARCOS MAGMÁTICOS E A APLICAÇÃO DOS SISTEMAS ISOTÓPICOS Sm-Nd E Lu-Hf NA PETROLOGIA ÍGNEA***

### **II. 1. GERAÇÃO DE MAGMAS GRANÍTICOS EM ARCOS MAGMÁTICOS**

A geração de magmas graníticos em arcos magmáticos tem sua gênese associada à interação de componentes crustais e mantélicos afetados pela subducção, podendo predominar a fusão da cunha mantélica ou da crosta continental (Moyen & Martin, 2012; Arndt, 2013; Castro, 2014). O modelo para geração de magmas graníticos em arcos magmáticos e alguns arcos maduros é o resultado de dois estágios, de acordo com Winter (2001, p. 353):

*“Estágio 1. [...]. The first stage involves a mantle source, and produces basaltic magma (as in the island arcs above). This magma pools at the base of the less dense crust where several processes may take place, including assimilation and the solidification of a gabbroic (or slightly hydrous amphibolitic) crustal underplate”.*

*“Estágio 2. [...]. “ Subsequent partial melting of this mafic underplate (now part of the crust) may result from heat carried upward by subsequent basaltic magma. The result is a tonalitic magma that is light enough to ascend to a shallow level where further fractionation, and solidification takes place”.*

O estágio 1 envolve uma fonte mantélica que, por fusão parcial, produz magmas basálticos que podem ser estocados na base da crosta (*underplate*), onde ocorrem vários processos de assimilação da crosta e solidificação de um *underplate* máfico (gabros ou anfíbolitos ligeiramente hidratados). No estágio 1 os granitos formados são típicos do “tipo-M” (para fonte direta do manto), proposto inicialmente por White, (1979) para plutons de arco imaturo e plagiogranitos encontrados na crosta oceânica e em basaltos de ilhas oceânicas erodidas.

No estágio 2 a fusão parcial do *underplate* máfico gerado no estágio 1, quando incorporado à crosta, pode gerar calor necessário para os processos de fusão crustal, contribuindo também com os seus líquidos para a geração de magmas graníticos (Sawyer et al., 2011; Brown, 2013). Neste estágio os granitos originados são produto da interação de componentes crustais e mantélicos, típicos do “tipo-I Cordilheirano” (Pitcher, 1983; White & Chappell, 1983).

Em todos os estágios magmáticos, a água desempenha papel importante na evolução magmática, diminuindo as temperaturas necessárias para a fusão parcial da cunha mantélica (Peacock et al., 1994; Brown et al., 1995; Winter, 2001, 2010; Murphy, 2006; Arndt, 2013). A geração de volumes significativos de massas graníticas requer temperaturas regionais da ordem

de 850-950 °C (Patiño-Douce & Johnston, 1991; Brown et al., 1995; Petford et al., 2000). A placa subductada da litosfera oceânica contém água abundante e, à medida que desce para o manto, aquece-se e sofre reações de desidratação progressiva (Murphy, 2006). O fluido liberado invade a cunha mantélica, resultando na diminuição nas temperaturas do *solidus* do manto. Segundo Brown et al. (1995), a quantidade de magma produzido se dá em função da disponibilidade de água e a intensidade de anomalia termal responsável pelo metamorfismo que leva à fusão. A presença de água afeta a estabilidade da estrutura cristalina dos minerais comumente anidros do manto, como granada, olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Suas estruturas cristalinas não admitem facilmente a entrada de água. Com a estrutura cristalina enfraquecida destes minerais, menos energia é necessária para quebrar suas ligações, e, assim, magmas podem se formar a temperaturas mais baixas do que em condições anidras. A água influencia não só a composição do magma, mas também a evolução química e a cinética do crescimento mineral (Murphy, 2006).

A ligação entre as taxas de transferência de magma basáltico do manto para a crosta e as consequentes anomalias térmicas produzidas na crosta foram discutidas por Shaw (1985). O processo de fusão crustal inicia-se quando sua assembleia mineralógica cruza sua curva *solidus* no espaço P-T devido ao aquecimento progressivo, influxo de água ou descompressão. À medida que os magmas deixam suas fontes, começa o processo de remoção do material parcialmente fundido o restito (material sólido), processo denominado de segregação ou de *unmixing*. O modelo de *unmixing* de restitos prevê que as variações de composições dos plutons graníticos são o resultado de separação variável dos resíduos cristalinos a partir das fusões parciais (Dorais & Spencer, 2014). Este modelo tem sido demonstrado principalmente no estudo de migmatitos (Clemens, 1989, 2003; Wall et al., 1987; Brown et al., 1995; Taylor & Stevens, 2010).

Petford et al. (2000) fizeram revisão dos estágios de geração, segregação, ascensão e alojamento de magmas graníticos de arco continental e os processos físicos atuantes em cada estágio, fazendo relação com tempo necessário para geração de significativos volumes de magmas, descrevendo-os desde sua geração (fusão parcial da crosta continental) até seu alojamento na crosta (em escalas de tempo que podem chegar a menos de 100.000 anos).

## II. 2. MECANISMOS DE EVOLUÇÃO MAGMÁTICA

A evolução magmática é caracterizada fundamentalmente pelas tendências de variações químicas, mineralógicas e isotópicas. As variações químicas e mineralógicas podem ser destacadas pelos aumentos de acidez das rochas e do plagioclásio, da relação Fe: Mg, do teor de álcalis, da polimerização do magma e do aumento na hidratação do magma (Wernick, 2004). Em arcos de ilhas e margens continentais ativas a evolução magmática está relacionada com as variações nas proporções de potássio e cálcio das séries cálcio-alcalinas “de baixo potássio” para a de “alto potássio” (Lameyre & Bowden, 1982; Nardi, 2016), e o aumento do conteúdo de

potássio é interpretado como relacionado à evolução de arcos magmáticos, e a ambientes pós-colisionais (Harris et al., 1986; Liégeois, 1998; Bitencourt & Nardi, 2000). Em suma, a quantificação da evolução magmática pode ser feita pela litogeoquímica, utilizando diagramas binários ou ternários, destacando-se o diagrama binário  $K_2O: SiO_2$  e outros diagramas relacionados  $SiO_2: (Na_2O+K_2O)$ ,  $SiO_2: FeOT/MgO$ , o diagrama molar  $Al_2O_3: (CaO+Na_2O+K_2O)$ , os diagramas AFM,  $CaO: Na_2O: K_2O$ ; pelo comportamento geoquímico dos elementos terras raras; pelo estudo de composições isotópicas, utilizando os sistemas isotópicos Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb e Lu-Hf; entre outros parâmetros que representam a evolução magmática. Estas variações químicas apresentam ligação direta entre a composição da região de origem, sua tipologia, ambiente tectônico e principalmente, de interação complexa de vários mecanismos atuantes desde a geração magmática, sua ascensão e alojamento na crosta continental. Estes mecanismos, conhecidos como processos secundários ou de diferenciação magmática, transformam gradualmente magmas inicialmente básicos em magmas ácidos, passando por composições intermediárias. Variações na heterogeneidade nas rochas-fonte, variações nas taxas de fusão e de diferentes graus de separação do material fonte não fundido ou restito, processos de assimilação ou contaminação crustal, cristalização fracionada, imiscibilidade de líquidos e processos de mistura de magmas são responsáveis pela variação química e mineralógica dos magmas, considerados mecanismos altamente relevantes na gênese e evolução magmática de granitos (Chapell, 1996). Winter (2001), relaciona o início do magmatismo granítico em arco continental a partir da fusão da cunha mantélica, e propõe que a sua evolução magmática depende das diversas interações dos componentes crustais e mantélicos. Estas interações compreendem um conjunto de processos combinados, denominado de MASH. O termo MASH que significa Mistura, Assimilação, Armazenamento e Homogeneização, foi proposto por Hildreth & Moorbath (1988) ao estudar as rochas do arco magmático Andino. Os autores supracitados descrevem que após a fusão da cunha mantélica, os magmas basálticos formados induzem a fusão local da base crosta (*underplating*), assimilam-se e misturam-se extensivamente e cristalizam-se completamente ou fracionam ao ponto necessário para restabelecer sua ascensão flutuante. Os magmas que emergem das zonas MASH adquirem composições intermediárias a félsicas e, se alojados na crosta, solidificam como dioritos ou granitos. As composições químicas dessas rochas refletem a mistura de componentes juvenis e reciclados da crosta na sua fonte (Arndt, 2013).

No arco magmático dos Andes as variações químicas e isotópicas em sua margem continental refletem a interação de muitos componentes (tais como a placa subductada, sedimentos, fluidos, materiais mantélicos e crosta superior) por vários processos (fusão parcial, assimilação e contaminação crustal, mistura de magmas e cristalização fracionada), e demonstra a complexidade em elaborar um modelo petrogenético unificado para toda a extensão de uma margem continental. No geral, as variações químicas e isotópicas ao longo da margem continental

dos Andes têm sido investigadas por vários autores (Hildreth & Moorbath, 1988; Rogers & Hawkesworth, 1989; Davidson et al., 1990) e refletem as incertezas e conflitos quanto à petrogênese do magmatismo andino. Os ambientes de arcos magmáticos são considerados, assim, um dos mais complexos em relação ao entendimento de sua gênese e evolução magmática. Por isso, o entendimento dos ambientes modernos, neste caso o Arco Magmático Andino, é fundamental para a correta reconstrução dos ambientes tectônicos antigos. Salvo algumas exceções, o estudo do magmatismo granítico por si só não é capaz de elaborar modelos petrogenéticos que refletem a gênese e a evolução magmática em arcos magmáticos.

### **II. 2.1. Cristalização fracionada**

O processo de cristalização fracionada em sistemas graníticos envolve a coexistência de três fases (sólido + líquido + vapor) durante sua evolução. A separação de tais fases é controlada por variações nas condições físico-químicas (P, T,  $fO_2$ , etc) do fundido granítico (*melt*), favorecendo a atuação simultânea de outros processos como imiscibilidade de líquidos, fracionamento líquido-cristal e transferência de voláteis.

O processo de cristalização fracionada relacionado à evolução de magmas graníticos pode ocorrer em qualquer ambiente geotectônico. Em arcos continentais ocorre associado a outros processos como assimilação e contaminação crustal (DePaolo, 1981a), e processos de mistura de magmas (Barbarin, 2005).

### **II. 2.2. Assimilação e contaminação crustal**

Processos de assimilação e contaminação da crosta fértil pelos magmas ascendentes são comuns, e podem gerar um fundido granítico (*melt*) reequilibrado quimicamente (Erdmann et al., 2007; Sawyer et al., 2011; Brown, 2013). Segundo Wilson (1989) o processo de contaminação pode ocorrer na câmara magmática, nos diques que alimentam a câmara, ou na passagem da câmara magmática até a superfície. Devido às composições químicas contrastantes dos magmas primários e do material crustal, o potencial para a contaminação crustal é notavelmente grande. Crostas com baixas densidades podem retardar os movimentos ascendentes dos magmas, resultando em maior assimilação e/ou diferenciação (Winter, 2001, 2010). Processos de assimilação e contaminação crustal em arcos magmáticos têm sido explicados como processos atuantes para a ocorrência de granitos do “tipo-S” ou híbridos (Chappel, 1996; Litherland et al., 1994). Embora a classificação S-I-A-M de granitos seja amplamente relacionada com os ambientes tectônicos, esta relação tem sido criticada, principalmente por ignorar as variações nos reservatórios do manto, nas fontes mistas do manto e da crosta (Clarke, 1992; Winter, 2001, 2010). A ocorrência de processos de hibridização de magmas por assimilação da crosta pode refletir na coexistência de granitos do tipo-I e do tipo-S em cinturões orogênicos. A assimilação

da crosta é um processo que pode incorporar facilmente componentes dos granitos tipo-S em fusões de granitos do tipo-I (Winter, 2001, 2010).

Os efeitos da contaminação por assimilação da crosta são mais marcantes quando os elementos maiores, traços e terras raras (por exemplo, La e Yb), juntamente com composições isotópicas (principalmente de Sr, Nd, Hf e Pb) das rochas encaixantes contrastam fortemente em relação ao magma (Wilson, 1989). O comportamento geoquímico dos elementos terras raras (ETR) pode ser utilizado no estudo da evolução magmática, pela razão de concentração normalizada de um elemento terra rara leve (ETRL) em função de um elemento terra rara pesado (ETRP), evidenciando, assim, processos de cristalização fracionada, contaminação e assimilação crustal. A razão  $(La / Yb)_N$  é um exemplo da utilização dos ETR no estudo da evolução magmática. A letra "N" sinaliza que a proporção é normalizada a concentrações primitivas do manto. A depleção dos elementos terras raras pesados (ETRP) manifesta-se com alta relação La / Yb e Yb baixo (Arndt, 2013). No geral, as razões La / Yb são mais elevadas na crosta mais espessa e mais madura, de modo que a espessura da crosta desempenha papel importante nos processos que fracionam os elementos terras raras pesados (ETRP) dos elementos terras raras leves (ETRL), bem como os processos MASH (Hildreth & Moorbath, 1988; Arndt, 2013). Os ETRs são guias para o mineral residual sensível à pressão e a percentagem de fusão da fonte. Essas correlações pressupõem que as massas fundidas equilibram e refletem os minerais-fonte, evidenciando processos de fusão, assimilação, armazenamento e homogeneização, (processos MASH) (Hildreth & Moorbath, 1988; Arndt, 2013).

### **II. 2.3. Processos de mistura de magmas**

O processo de mistura de magmas derivados do manto e a reciclagem crustal são interpretados como processos petrogenéticos importantes na gênese e evolução de granitos. Magmas graníticos parecem ter evoluído com um alto grau de homogeneidade química e isotópica, contudo esses magmas em função do tempo passam por uma evolução sistemática das composições químicas e isotópicas. O processo de mistura de magmas é considerado uma hipótese contundente ao explicar algumas características de granitos que ocorrem juntamente com abundantes enclaves (Barbarin & Didier, 1992; Brown et al., 1995; Baternan, 1995; Barbarin, 2005). Muitas câmaras magmáticas são reservatórios drenados e recarregados por novos aportes de magmas (Wernick, 2004). Diferenças composicionais e físicas entre o magma recém introduzido no reservatório, mais primitivo, implicam a facilidade de processos de mistura (*mixing*) e mescla (*mingling*) entre os dois magmas. Fatores como contrastes de viscosidade e densidades baixas tendem a maior facilidade de mistura de magmas (Campbell & Turner, 1986). Com os contrastes mais altos de viscosidade, os magmas são efetivamente imiscíveis e coexistem como entidades distintas com pequena alteração química, embora a interação do material na forma



de troca de cristais ainda seja possível. A escala de tempo para o processo de resfriamento do magma é importante fator de controle do grau de interação e mistura, assim como o volume de material da mescla (Barbarin & Didier, 1992; Barbarin, 2005; Jerram & Petford, 2014).

Rochas graníticas em ambientes de arco continental contêm abundantes enclaves magmáticos microgranulares que variam de composições tonalíticas a dioríticas e são interpretados, em parte, como reflexo de hibridização com magmas basálticos, apoiando a argumentação de que os magmas máficos foram a fonte de calor para facilitar a fusão da crosta continental (Brown et al., 1995). Enclaves magmáticos microgranulares são normalmente interpretados como injeções de magma mais quente e máfico em uma câmara magmática félsica mais fria (Barbarin & Didier, 1992). Muitas massas graníticas contêm rochas híbridas, apontando para coexistência de 2 ou mais magmas composicionalmente contrastados. Tais rochas híbridas fornecem importantes evidências do papel dos magmas máficos na geração e evolução de magmas cálcio-alcálicos (Chappell, 1996; Barbarin, 2005). De acordo com Barbarin & Didier (1992), rochas híbridas formadas por processos de mistura de magmas representam 1-2 % do volume de plútons graníticos cálcio-alcálicos, embora o volume de magma máfico envolvido na gênese destes granitos pode ser de 70% ou mais, de acordo com o modelo de DePaolo (1981b).

O batólito Sierra Nevada e muitos batólitos Cordilheiranos são exemplos de batólitos de arco continental com abundantes enclaves magmáticos de composições predominantemente máficas (Baterman, 1992; Tobisch et al., 1997; Barbarin, 1999, 2005). A combinação de dados petrográficos, mineralógicos, litogeoquímicos e isotópicos dos enclaves e das rochas hospedeiras do batólito Sierra Nevada indicam combinação complexa de sucessivos processos de hibridização, diferenciação e segregação, que atuaram na gênese e na evolução dos granitos e rochas máficas, incluindo os enclaves máficos (Barbarin, 2005). Supõem-se que estes sucessivos processos atuaram em outros batólitos, cuja gênese esteja associada a ambientes de arcos continentais.

### **II. 3. APLICAÇÃO DOS SISTEMAS ISOTÓPICOS Sm-Nd E Lu-Hf NA PETROLOGIA ÍGNEA**

O grande avanço científico na petrologia ígnea só foi possível com o progresso significativo dos métodos analíticos aplicados, destacando o desenvolvimento da geoquímica isotópica como também não menos importante o refino nos mapeamentos geológicos (Cobbing, 1996, 2000). A aplicação de diferentes métodos isotópicos, em especial, os sistemas Sm-Nd, Rb-Sr e Lu-Hf, facilitam a individualização de eventos magmáticos ou metamórficos além de estudar a gênese e a evolução dos magmas, diferenciando e caracterizando isotopicamente os diferentes tipos de rochas. A aplicação de métodos analíticos isotópicos avançados pode e deve ser integrado com dados geológicos e litogeoquímicos para melhor avaliar o significado geológico / petrológico

das idades  $T_{DM}$  e parâmetros petrogenéticos ( $\epsilon Nd$  e  $\epsilon Hf$ ) em termos de “fontes mistas”, mistura de fontes através de diferentes processos magmáticos de *underplating*, mistura, assimilação e contaminação crustal. A geoquímica isotópica por si só é de grande importância para o entendimento da evolução crustal em um ambiente geotectônico específico, e demonstra a evolução isotópica ao longo do tempo na Terra (Dickin, 2005; Allègre, 2008).

As composições isotópicas dos granitos abrangem vasta gama de valores, desde perto daqueles do manto até valores como os esperados na crosta continental (Faure & Mensing, 2005). Em síntese, os valores positivos de  $\epsilon Nd$  estão relacionados com a maior proporção de contribuição mantélica nas rochas geradas em arcos magmáticos e os valores negativos podem resultar da contribuição crustal na gênese e evolução dos magmas. Neodímio e estrôncio são dois rastreadores isotópicos quimicamente diferentes e produzem informações complementares e coerentes na compreensão dos processos geodinâmicos de gênese e evolução magmática (Allègre, 2008).

O princípio do método Sm-Nd é baseado no decaimento do  $^{147}Sm$  em  $^{143}Nd$ , com a emissão de uma partícula  $\alpha$ . As composições isotópicas são medidas em espectrômetro de massa por diluição isotópica em rocha total (Faure & Mensing, 2005). A evolução isotópica do Nd da Terra é representada por um modelo que assume que a razão Sm/Nd da Terra é igual àquela dos meteoritos condriticos, nas quais o Nd evoluiu de um reservatório uniforme (CHUR) com razão inicial igual à dos meteoritos condriticos (Condie, 1997). Atualmente é um método amplamente utilizado para estudos petrológicos e de evolução crustal, pelo qual pode-se obter idades isocrônicas, idades modelos ( $T_{DM}$ ) e parâmetro petrogenético ( $\epsilon Nd$ ) com base na evolução isotópica do Nd (Faure & Mensing, 2005; Allègre, 2008; Geraldes, 2010). O parâmetro petrogenético  $\epsilon Nd$  foi criado por DePaolo & Wasserburg (1976) para comparar as diferenças entre as razões  $^{143}Nd / ^{144}Nd$  de rochas ígneas e do CHUR. Um valor de  $\epsilon$  positivo implica que os magmas foram formados de um manto empobrecido ou depletado, enquanto um valor negativo indica que eles foram derivados de fontes mantélicas enriquecidas ou fusão de rochas crustais que tinham uma razão Sm/Nd mais baixa que o CHUR.

Como no método Rb-Sr, o método Sm-Nd é utilizado na caracterização da composição isotópica dos reservatórios. A obtenção de idades pode ser feita pelo método da isócrona por análise em rocha total ou em minerais: plagioclásio, piroxênio, granada, etc.

O princípio do método Lu-Hf é baseado no decaimento duplo do  $^{176}Lu$  para o  $^{176}Hf$  por emissão da partícula  $\beta^-$ . Atualmente este método é utilizado para estudos petrológicos (evolução e caracterização de reservatórios) em rochas ígneas, como traçador da evolução do manto com o decorrer do tempo. Os parâmetros utilizados obedecem aos mesmos princípios do método  $^{147}Sm-^{143}Nd$ . A interpretação dos valores de  $\epsilon Hf$  é similar aos valores de  $\epsilon Nd$ . O método é empregado em cristais de zircão, com análises *in situ* utilizando modernos instrumentos de ICP-MS

combinados com a técnica *Laser Ablation*, que permite a rápida obtenção de composições isotópicas de Hf (Arndt, 2013).

O método aplicado juntamente com o método U-Pb em zircão é muito vantajoso, pois não necessita de separação química e aproveita a montagem dos grãos feitas para a análise U-Pb. O zircão é um mineral acessório que ocorre frequentemente como fase refratária, sendo assim, resistente ao desgaste e aos processos pós-cristalização (Watson & Harrison, 1983). Este fato torna-o ideal para a realização de estudos geoquímicos e geocronológicos, pois é capaz de preservar a integridade isotópica dos sistemas U-Pb e Lu-Hf ao longo de múltiplos episódios magmáticos e metamórficos (Gao et al., 2004). Além disso, a fraca taxa de difusão intracristalina do háfnio no zircão permite preservar as variações internas das razões  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  originadas por modificações composicionais do magma (Faure & Mensing, 2005), bem como componentes de diferentes idades, contribuindo para melhor compreensão da sua gênese, fornecendo registro confiável e bem datado da evolução isotópica da crosta continental (Arndt, 2013). A utilização dos dados isotópicos de Hf em conjunto com Nd e Sr tem demonstrado ótimos indicadores petrogenéticos. Em especial, as composições isotópicas de Hf em zircão fornecem uma ferramenta poderosa para discernir a origem e fonte de magmas graníticos.

## **CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO**

### **III. 1. INTRODUÇÃO**

A área de estudo localiza-se na região centro-sul do Cráton Amazônico, na Província Tectônica Tapajós-Parima, no norte do estado de Mato Grosso, no contexto geológico da Província Aurífera Alta Floresta (Dardenne & Schobbenhaus, 2001), conhecida também como Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Moura & Botelho, 2002; Silva & Abram, 2008). A seguir são descritos as principais concepções e características do Cráton Amazônico, bem como as principais concepções sobre a evolução petrológica desta porção do Cráton Amazônico.

### **III. 2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO**

#### **III. 2.1. Cráton Amazônico**

O Cráton Amazônico localiza-se no norte da América do Sul, com a maior parte de sua área em território brasileiro, mas também se estende pelos territórios da Guiana, Suriname, Guiana Francesa, sul da Venezuela, sudeste da Colômbia, leste da Bolívia e leste do Paraguai. Subdivide-se em dois escudos, Guaporé e Guianas (Tassinari & Macambira, 1999; Dardenne & Schobbenhaus, 2000; Tassinari et al., 2000), delimitados pelas faixas Tucavaca e Bolívia de idade neoproterozoica e Araguaia-Cuiabá e Tocantins de idade cambriana, regiões centro e norte do Brasil, respectivamente (Brito Neves & Cordani, 1991; Tassinari & Macambira, 2004).

Atualmente, a hipótese mais aceita para a gênese e evolução do Cráton Amazônico propõe a amalgamação de pequenos núcleos arqueanos envoltos por cinturões orogênicos mesoproterozoicos e paleoproterozoicos resultantes de sucessivos estágios de magmatismo em resposta à subducção em ambientes de arcos e subsequente formação de material mantélico, bem como processos de retrabalhamento crustal (Cordani et al., 1979, 2009; Tassinari et al., 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Brito Neves & Cordani, 1991; Santos et al., 2000; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003).

Existem atualmente dois principais modelos de compartimentação do Cráton Amazônico. São os modelos propostos por Tassinari & Macambira (1999) e Santos et al. (2000), ao qual, no decorrer dos anos foram publicados novos trabalhos em seguimento as linhas propostas de compartimentação do Cráton Amazônico (Santos et al., 2003, 2004, 2006; Ruiz et al., 2005, Cordani & Texeira, 2007, Vasquez & Rosa-Costa, 2008), evoluindo assim os modelos de compartimentação inicialmente propostos. De acordo com Tassinari & Macambira (1999), o Cráton Amazônico é dividido em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2,3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Venturari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80-

1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,30 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga). O modelo proposto por Santos et al. (2000) compartimenta o Cráton Amazônico em oito províncias tectônicas: Amazônia Central (arqueano), Carajás (3,0-2,50 Ga), Transamazonas (2,26-2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga), Rio Negro (1,86-1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,82-1,54), Sunsás e K'mudku (1,45-1,10 Ga).

Em relação aos limites espaciais e temporais entre os modelos de compartimentação do Cráton Amazônico, a Província Aurífera Alta Floresta está inserida nas Províncias Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) no modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999), enquanto no modelo de Santos et al. (2000) (Figura III. 1), se insere nas Províncias Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54). Destaca-se que a área de estudo, localizada na região de Terra Nova do Norte, está inserida no contexto geológico da Província Aurífera Alta Floresta. Sendo assim, seguem as principais características das Províncias Tectônicas relacionadas com a evolução geológica da área de estudo com base nos modelos propostos por Tassinari & Macambira (1999) e Santos et al. (2000):

#### III. 2.1.1. Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga)

Caracterizada pelo predomínio de granitoides gnássicos de composição quartzo-diorítica a granodiorítica, com intercalações de rochas sedimentares e vulcânicas. Segundo Tassinari & Macambira (2004) associações vulcano-plutônicas de tendências cálcio-alcálicas e toleíticas isentas de recristalização metamórfica ocorrem na parte sul e norte da província. Na parte sul, são consideradas como pertencentes à suíte Intrusiva Maloquinha e vulcânicas Iriri e, mais a oeste, com o vulcano-plutonismo Teles Pires.

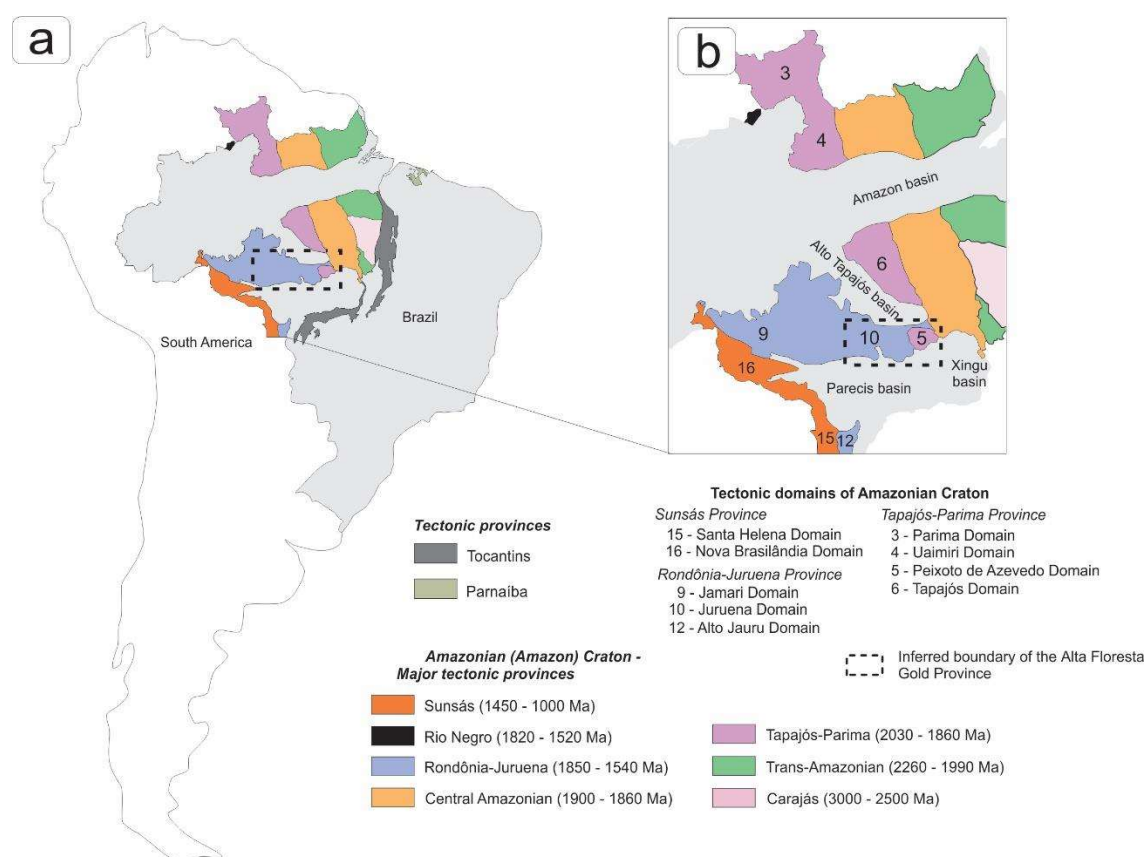
#### III. 2.1.2. Província Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga)

A Província Tapajós-Parima tem sua origem e evolução atribuída a um extenso cinturão orogênico com expressivo magmatismo cálcio-alcálico representado por rochas intrusivas e vulcânicas (Santos et al., 2004, 2006; Paes de Barros, 2007) subdividido em quatro domínios: 1) Peixoto de Azevedo (área de estudo); 2) Tapajós, 3) Uaimiri, e 4) Parima (Santos et al., 2006).

O Domínio Peixoto de Azevedo, foco da área de estudo, consiste predominantemente de granitos tardi a pós-tectônicos, cálcio-alcálicos a subalcálicos, de idade paleoproterozoica cujas idades  $T_{DM}$  variam entre 2,6 e 2,3 Ga e  $\epsilon Nd(t)$  com valores entre -3.4 e -7.62 (Paes de Barros, 2007). Segundo Santos et al. (2006), a presença dessa província no extremo sul do Pará e a norte de Mato Grosso é atestado pela presença de granitoides Parauari e Cuiú-Cuiú (Lacerda Filho et al., 2004).

### III. 2.1.3. Província Rondônia-Juruena (1,8-1,54 Ga)

A Província Rondônia-Juruena de acordo Santos et al. (2006), consiste em rochas do embasamento (gnaisses dominantes), rochas do Cinturão Orogênico Guaporé (sequência vulcanossedimentar, dobrada e metamorfizada na fácies greenschist, denominada Grupo Roosevelt); granitóides (tipo Serra da Providência), em geral, deformados para milonitos e sedimentos de cobertura plataformar (Grupo Beneficente). A Província Rondônia-Juruena divide-se em quatro domínios: Alta Floresta, Juruena, Jamari ou Rondônia e Alto Jauru na concepção de Santos et al. (2003) ou em três domínios, Juruena (1,85 - 1,75 Ga), Roosevelt-Aripuanã (1,76 - 1,74 Ga) e Jauru (1,79 - 1,72 Ga) na concepção de Lacerda Filho et al., (2004).



**Fig. III. 1.** a) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico em consonância ao modelo proposto por Santos et al. (2000). Modificado de Vasquez & Rosa-Costa (2008). b) Em destaque a subdivisão das províncias Rondônia-Juruena e Tapajós-Parima em domínios (Santos et al., 2004), limite inferido da Província Aurífera Alta Floresta, e localização da área de estudo no Domínio Peixoto de Azevedo 5).

### III. 3. CONTEXTO GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA

A região de Terra Nova do Norte, área de estudo foco desta tese, está inserida no contexto geológico da Província Aurífera Alta Floresta (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

A Província Aurífera Alta Floresta, conhecida também como Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Moura & Botelho, 2002; Silva & Abram, 2008) ou Província Mineral de Alta Floresta

(Souza et al., 2005), ocorre no norte do estado de Mato Grosso e a sudoeste do Pará. Está inserida numa extensa faixa de terrenos paleoproterozoicos. Caracteriza-se por uma área alongada de direção noroeste-sudeste, limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera Tapajós, e a sul pelo Gráben dos Caiabis e a Chapada dos Dardanelos.

Na Província Aurífera Alta Floresta, as suítes graníticas paleoproterozoicas (1,96 a 1,77 Ga) possuem assinaturas litogeoquímicas cálcio-alcálicas de médio a alto potássio, compatíveis com granitos de arco continentais (Santos et al., 2001; Moura et al., 2006; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis et al., 2012, 2014), e estão associadas as principais mineralizações auríferas primárias da província metalogenética.

Com os crescentes trabalhos desenvolvidos nos últimos anos na região que compreende esta porção do Cráton Amazônico que compreende a Província Aurífera Alta Floresta, têm sido explicitados divergentes concepções sobre a sua evolução petrológica, sendo associada a um ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se aglutinaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozoico (Tassinari & Macambira, 2004; Souza et al., 2005; Santos et al., 2006; Silva & Abram, 2008), e atribuída ao retrabalhamento de terrenos antigos vinculados à Província Amazônia Central (Paes de Barros, 2007), tendo sua evolução relacionada com a Província Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena (1,8-1,5 Ga) (Santos et al., 2006). Estas diferentes concepções sobre o ambiente geotectônico da região, são somadas ainda com o arcabouço estratigráfico confuso, marcado pelo desmembramento de unidades que inicialmente foram agrupadas genericamente.

O Domínio Peixoto de Azevedo (Fig. III. 1), onde insere-se a região de estudo, foi descrito como compreendendo dois estágios evolutivos. O primeiro estágio compreende uma fase orogênica correspondente à formação do arco magmático Cuiú-Cuiú (período Orosiriano) e o segundo estágio, relacionado a uma fase pós colisional associada ao regime distensivo do próprio arco Cuiú-cuiú, ou relacionado a uma atividade reflexa do início da formação do Arco Mágmató Juruena, durante o período Orosiriano e Estateriano (Vasquez et al., 2002). Paes de Barros (2007) denomina a região de Terreno Peixoto, área constituída de um embasamento heterogêneo, francamente arqueano, intrudido por granitos paleoproterozoicos, tardi a pós-tectônicos, cálcio-alcálicos a sub-alcálicos, com idades  $T_{DM}$  entre 2,3-2,6 Ga e  $\epsilon Nd(t)$  entre -3,4 e -7,62 Ga. As idades de cristalização (1,97 Ga a 1,75 Ga), idades  $T_{DM}$  (2,76 Ga a 2,15 Ga) e  $\epsilon Nd(t)$  de 7,62 a 3,09 para as unidades plutono-vulcânicas da Província Aurífera Alta Floresta sugerem fontes de magma de Arqueano a Paleoproterozóico dentro de um arco juvenil com uma pequena contribuição de crosta continental (Santos et al., 1997, 2000, 2001; Moura, 1998; Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis et al., 2012, 2014; Bettencourt et al., 2016).

Souza et al., (2005) reconheceram a presença de pelo menos três arcos magmáticos na região que abrange a Província Aurífera Alta Floresta, sendo eles o Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2,1 a 1,95 Ga), o Arco Magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga) e um arco magmático acrescionário acoplado ao Arco Magmático Juruena, correlacionável ao Arco Magmático Roosevelt. O embasamento na região da presente província metalogenética é representado pelos complexos metamórficos Bacareí-Mogno (2,24 Ga) e Cuiú-Cuiú ( $1992 \pm 7$  Ma) (Souza et al., 2005).

O padrão geoquímico cálcio-alcálico de médio a alto potássio dos granitos paleoproterozoicos é bem evidente na região dos municípios de Peixoto de Azevedo e Matupá, onde as mineralizações de ouro primárias ocorrem associadas principalmente a rochas plutônicas e, subordinadamente, vulcânicas de composição félsica, de assinatura geoquímica cálcio-alcálico de médio a alto potássio (Moura & Botelho 2002; Souza et al., 2005; Moura et al. 2006; Paes de Barros 2007; Silva & Abram 2008; Assis et al. 2012, 2014; Silva et al. 2014; Prado et al. 2012).

A região da Província Aurífera Alta Floresta apresenta uma complexa variação litológica, representada por coberturas fanerozóicas, sequências sedimentares do paleoproterozoico ao mesoproterozoico, granitos pós-colisionais e anorogênicos, unidades plutonovulcânicas e sequências vulcano-sedimentares. As rochas da região de Terra Nova do Norte são representadas pelas rochas da Suíte Intrusiva Flor da Serra, Suíte Intrusiva Matupá, Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires representadas pelo Grupo Colíder e a Suíte Intrusiva Teles Pires. Todas estas unidades são recobertas por sedimentos atribuídos à Formação Dardanelos. A seguir são descritas as principais características das unidades aflorantes na região de estudo.

### **III. 3.1. Suíte Intrusiva Flor da Serra**

São rochas que afloram na região dos municípios de Peixoto de Azevedo, Matupá e principalmente na região do distrito de Flor da Serra pertencente ao município de Matupá, sendo sua área-tipo (Lacerda Filho et al., 2004; Moreton & Martins 2005). Esta unidade é composta principalmente por gabros, dioritos, gabrodioritos, monzogabros, monzodioritos e diabásios, por vezes estão dispostos sob a forma de corpos intrusivos sob a forma de *stocks* e diques.

Localmente apresentam contato difuso com os granitos da Suíte Intrusiva Matupá, sugerindo processo de mistura de magmas (*magma mixing*). Apresenta-se sob a forma de corpos maciços, homogêneos, sem metamorfismo de cunho regional e com deformações restritas a zonas de falhas (Moreton & Martins, 2005; Lacerda Filho et al., 2004; Souza et al., 2005).

As análises litogeoquímicas destas rochas (Souza *et al.*, 2005) mostram uma composição basáltica a andesito-basáltica, de médio a alto potássio, e uma tendência toleítica (toleítos ricos em ferro e magnésio). Moura & Botelho (2002) caracteriza como rochas pertencentes a esta suíte basaltos de médio potássio, subalcalinos, com padrão geoquímico semelhante aos toleítos continentais, comparando-as com lavas de margem continental primitiva.



Datação Sm-Nd em gabro apresentou idade  $T_{DM}$  de 2.336 Ma com  $\epsilon$  Nd (T) -2.08, indicando contaminação crustal (Moreton & Martins, 2005), sendo correlacionável segundo esses autores à Suíte Intrusiva Ingarana, unidade mapeada no estado do Pará que compreende rochas gabróicas cálcio-alcálicas de alto K intracontinentais, com idade Pb-Pb em zircão de  $1.887 \pm 3$  Ma (Klein, 2000), ou  $1880 \pm 7$  Ma e  $1881 \pm 11$  Ma, idade U-Pb em zircão e *baddeleyita* respectivamente (Santos et al., 2004). Contudo, Paes de Barros (2007), na região do município de Novo Mundo, correlaciona a S.I. Flor da Serra com a ocorrência de diques máficos a partir de testemunhos de furo de sonda, com o Granito Novo Mundo de idades entre  $1970 \pm 3$  Ma e  $1964 \pm 1$ . Segundo o autor supracitado, a presença de diques máficos associados a S.I. Flor da Serra, supõe se tratar de uma feição da coexistência de magmas máficos e félsicos “magmatismo bimodal”, eventualmente, no caso de serem diques sin-plutônicos. Sendo assim, atribuindo idades relativamente mais antigas para S.I. Flor da Serra.

### III. 3.2. Suíte Intrusiva Matupá

O termo Matupá foi utilizado para particularizar um corpo granítico aflorante ao sul da cidade de Matupá (Moura, 1998; Botelho & Moura, 1998; Moura & Botelho, 2002). Posteriormente, Moreton & Martins (2005) denominaram como Suíte Intrusiva Matupá um amplo conjunto de plútons graníticos que ocorrem na região do município de Matupá. Baseado em características petrográficas, petroquímicas, morfológicas e aerogeofísicas, a Suíte Intrusiva Matupá foi dividida em quatro litofácies, segundo Moreton & Martins (2005, p. 11):

*“Fácies 1) biotita granito e biotita monzogranito” [...];*

*“Fácies 2) hornblenda monzogranito, biotita hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito”*

*“Fácies 3) clinopiroxênio-hornblenda monzogranito, clinopiroxênio-hornblenda monzodioritos magnéticos”*

*“Fácies 4) biotita granitos, granitos e monzogranitos com microgranitos e granófiros subordinados”*

Os plútons graníticos mais bem caracterizados da Suíte Intrusiva Matupá localizam-se a aproximadamente 30 km a norte da área de estudo, entre os municípios de Peixoto de Azevedo e Matupá. De acordo Paes de Barros (1994, 2007), o Granito Matupá ocorre na forma de pequenos corpos graníticos, subordinados a sistemas transcorrentes, marcados por zonas discretas de deformação dúctil rúptil de direção E-W com elevado potencial metalogenético devido a afinidade para mineralizações auríferas. Possui assinatura cálcio-alcálica, de composição granodiorítica, monzogranítica e quartzo monzonítica, é localmente transformado por fluidos hidrotermais e com mineralizações de ouro que ocorrem de forma disseminada. Moura & Botelho (2002) associam o granito estudado a características de granito *subsolvus*, afinidade cálcio

alcalina, semelhantes aos granitos tipo I oxidados, especialmente granitos de arco continental ou pós-colisionais.

Na fácies 1 foi obtida a idade de cristalização de  $1872 \pm 12$  Ma, pelo método Pb-Pb em zircão, e idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) entre 2,34 e 2,47 Ga, com valores de  $\epsilon Nd$  variando entre -2,7 e -4,3 (Moura, 1998; Moura & Botelho, 2002). Silva & Abram (2008) obtiveram idade modelo  $T_{DM}$  de 2,15 Ga com  $\epsilon Nd$  de -0,98. Silva et al. (2014) obtiveram idade de  $1869 \pm 10$  Ma, pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão, para biotita monzogranito na região de Peixoto de Azevedo.

### **III. 3.3. Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires**

A denominação Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires definida por Pinho (2002) foi utilizada por Paes de Barros (2007) para agrupar um conjunto de litologias vulcânicas, plutônicas e piroclásticas de natureza cálcio-alcalina de alto potássio, pós-orogênicas, peraluminosas a metaluminosas, que exibem afinidade geoquímica com as séries graníticas orogênicas, compreendendo o Grupo Colíder e a Suíte Intrusiva Teles Pires (Moreton & Martins, 2005; Souza et al., 2005).

#### **III. 3.3.1. Grupo Colíder**

O Grupo Colíder reúne uma diversidade de rochas subvulcânicas, vulcânicas (lavas e piroclásticas), além de epiclásticas, de composição ácida a intermediária, possui assinatura química variando de cálcio-alcalina de alto-K a tipo-A (Lacerda Filho et al., 2004; Souza et al., 2005; Silva & Abram, 2008; Santos et al., 2019). A extensiva distribuição dessas rochas vulcânicas no Cráton Amazônico nos seus diversos compartimentos tectônicos com idade, metalogênese e estruturas distintas, tem sido interpretada dentro de um modelo mobilista, como relacionadas à formação de sucessivos arcos magmáticos (Lacerda Filho et al., 2004), ou relacionados a um ambiente pós-colisional a anorogênico (Santos et al., 2000; Souza et al., 2005; Barros et al., 2009).

Segundo Lacerda Filho et al. (2004) esta unidade apresenta ampla distribuição geográfica e manifesta-se como uma faixa contínua, com largura média de 20 km, direção WNW-ESSE, com boas exposições na Serra Formosa nas proximidades de Colíder, onde foi considerada sua área tipo.

Estas rochas apresentam-se relacionadas ao Arco Mágmató Juruena, erigido entre 1,85 Ga. e 1,75 Ga (Souza et al., 2005; Silva & Abram, 2008). Os principais dados geocronológicos U-Pb e Pb-Pb considerados como idades de cristalização do Grupo Colíder são de  $1.786 \pm 17$  Ma (JICA/MMAJ, 2000),  $1.781 \pm 8$  Ma (Souza et al., 2005),  $1785 \pm 6,3$  (Silva & Abram, 2008),  $1794 \pm 7$  Ma (Silva et al., 2015), e mais recentemente idade U-Pb de um riolito localizado a norte da cidade de Garantã do Norte/MT de idade  $1810 \pm 9$  Ma, correlacionado com o Grupo Colíder (Santos et

al., 2019). Idades modelo  $T_{DM}$  de 2,34 Ga e  $\epsilon Nd(t)$  de -3,75 (Souza et al., 2005), indicam magmatismo cálcio-alcálico com envolvimento de contaminação crustal (Silva & Abram, 2008).

### III. 3.3.2. Suíte Intrusiva Teles Pires

Esta unidade é geralmente descrita como representada por um conjunto de corpos graníticos, pós-orogênicos tipo-A, não deformados, cálcio-alcálicos de alto potássio, plutônicos, subvulcânicos constituídos principalmente por biotita granito a feldspato alcálico granito, de coloração avermelhada, e granulação média a grossa. Sua composição modal frequentemente enquadra-se entre feldspato alcálico granito e sienogranito (Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Prado et al., 2012).

A distribuição desses corpos ocorre sob a forma de *stocks* e batólitos subcirculares a elipsoidais, ao longo da estruturação regional (WNW - ESSE). Estes corpos intrusivos encontram-se intrudidos preferencialmente nas rochas vulcânicas da Grupo Colíder e nos granitos da S.I. Matupá (Souza et al., 2005; Prado et al., 2012).

Na região de Peixoto de Azevedo e Novo Mundo foram individualizados três tipos de granitos Teles Pires, segundo Paes de Barros (2007, p. 18):

TP1. [...]. “São rochas frequentemente equigranulares, com matriz de granulação média a grossa, cor rósea a branco e com composição modal álcali-feldspato granito a sienogranito, e de forma subordinada, monzogranito. A matriz contém microfenocristais de microclínio, biotita de 3 a 5%, assim como hospedam encraves de microgranito. Termos monzograníticos por vezes mostram microfenocristais zonados de plagioclásio”

TP2. “Formam corpos de álcali-granito de granulação fina, de cor vermelha intensa. A matriz contém < 2% de máficos e geralmente mostra textura porfíritica, com fenocristais de feldspato potássico, quartzo bipiramidado, anfibólio sódico (arfvedsonita) de hábito tabular, assim como encraves máficos microgranulares”

TP3. “São corpos de composição eminentemente sienogranítica e textura equigranular fina média, com cores róseas. Na matriz ocorrem microfenocristais de feldspato potássico de cor creme e máficos e biotita, usualmente em concentrações < 5 %”

Idades U-Pb em zircão de  $1.727 \pm 42$  Ma,  $1.757 \pm 16$  Ma e  $1.782 \pm 17$  Ma, além de idades modelo  $T_{DM}$  de 1,94 a 2,28 Ga e  $\epsilon Nd(t)$  de -3,4 a +3,0, indicam magmas de origem mantélica com forte envolvimento de material crustal (Santos et al., 2000; Souza et al., 2005; Silva & Abram, 2008; Prado et al., 2012). O Batólito Terra Nova é o maior corpo granítico da Suíte Intrusiva Teles Pires na região de estudo. O Batólito Terra Nova é mapeado como parte da Suíte Intrusiva Teles Pires por Silva et al. (1980).

### **III. 3.4. Formação Dardanelos**

A Formação Dardanelos, pertencente ao Grupo Caiabis, na região de Terra Nova do Norte, recobre parcialmente a Suíte Intrusiva Matupá e a Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires (Lacerda Filho et al., 2004; Souza et al., 2005).

A Formação Dardanelos consiste em arenitos e conglomerados intraformacionais depositadas sobre as descontinuidades do Arco Magmático Juruena, relacionadas à megazonas de cisalhamento transcorrente que propiciaram a formação de bacias do tipo Strike Slip ou Pull-apart (Souza et al., 2005). Leite & Saes (2003), obtiveram idades Pb-Pb em zircões dentrícos entre  $1.987 \pm 4$  Ma a  $1.377 \pm 13$  Ma, sugerindo idade máxima de 1,44 Ga como representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos. Contudo, Souza *et al.* (2005), interpretou os dados obtidos por Leite & Saes (2003), como concordantes às idades das rochas pertencentes ao Arco Magmático Juruena (1,85 – 1,75 Ga), sugerindo idades mais antigas para o início da sedimentação, relacionado a estruturação do Arco Magmático Juruena.

***ARTIGO I - PUBLICADO NO PERIÓDICO JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES*** (<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103229>)

**PALEOPROTEROZOIC ARC MAGMATISM IN THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL: CONSTRAINTS FROM GEOLOGY, GEOCHEMISTRY, AND GEOCHRONOLOGY OF GRANITIC ROCKS**

**AUTHORS**

João Tarelow Neto <sup>1\*</sup>, Márcia Abrahão Moura <sup>1</sup>

**ABSTRACT**

This work presents new geological, geochemical, and geochronological data of Paleoproterozoic granites located in the south-central sector of the Amazonian Craton. This region falls within the Peixoto de Azevedo Domain in the southern Tapajós-Parima Tectonic Province. The results here presented are of the utmost importance in advancing geological knowledge of the Alta Floresta Gold Province. The study area encompasses granitic rocks of the Matupá Intrusive Suite, and of the newly individualized Teles Pires Intrusive Suite. The latter includes two granitic bodies that have been previously ascribed to the Matupá Intrusive Suite. The Matupá Intrusive Suite was divided into two facies: Facies 1, composed of syenogranites and monzogranites, and facies 2, composed of granodiorites. Granodiorites of facies 2 have chemical characteristics similar to that of magnesian and metaluminous granites, while syenogranites and monzogranites of facies 1 are ferrous and slightly peraluminous. Petrographic and geochemical features demonstrate the calc-alkaline nature of the Matupá Intrusive Suite which is typical for I-type granites from volcanic arc settings. Magmatic zircon crystals yielded U-Pb LA-ICP-MS ages at  $1,864 \pm 19$  Ma and  $1,859 \pm 8$  Ma for syenogranite and monzogranite of Facies 1, respectively, and an age of  $1,881 \pm 5$  Ma for granodiorite of facies 2. These are the crystallization ages for intrusive bodies of the Matupá Intrusive Suite. The Teles Pires Intrusive Suite varies from syenogranite to monzogranite whose calc-alkaline signature can be linked to the setting of a mature magmatic arc. U-Pb zircon in situ dating with LA-ICP-MS yielded upper intercept ages at  $1,790 \pm 6$  Ma and  $1,793 \pm 7$  Ma which are interpreted as its magmatic crystallization. Besides these crystallization ages, inherited zircon crystals also provided an older intercept age of  $1,870 \pm 14$  Ma, which is correlatable with the Matupá Intrusive Suite. Crustal assimilation and/or contamination are suggested for both the Matupá and Teles Pires intrusive suites due to the presence of inherited zircon populations of ca. 1,960 Ma and 1,900 Ma, and ca 1,896 Ma and 1,880 Ma, respectively. These ages are coherent with the Creporizão (Creporizão orogenic) Intrusive Suite, Tropas Intrusive Suite (Tropas orogenic), and Parauari Intrusive Suite (Parauari orogenic), which are all part of the Tapajós Domain. The two intrusive suites outcropping in the study area are therefore attributed to the Matupá Intrusive Suite, Peixoto de Azevedo Domain, and to the Teles Pires Intrusive Suite, Juruena Domain, which in turn is part of the Rondônia-Juruena Tectonic Province.

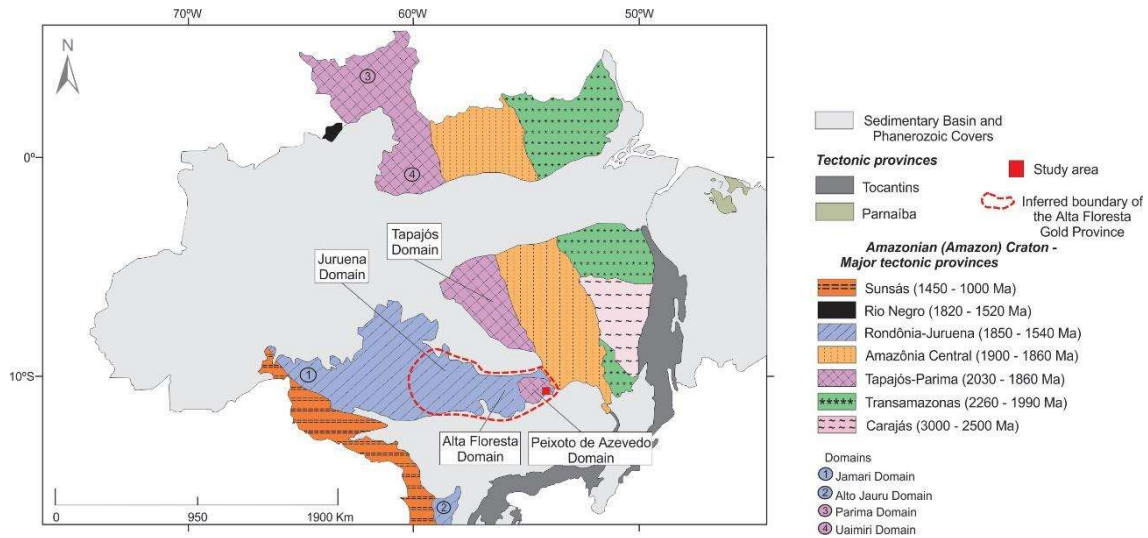
**Keywords:** Amazonian Craton, magmatic arcs, granites, geochemistry and geochronology.

#### **IV. 1. INTRODUCTION**

The southern Amazonian Craton hosts multiple generations of granites with characteristics of magmatic arc (Santos et al., 2000) (Fig. IV. 1) in a region known for its extensive areas of Paleoproterozoic domains and expressive amounts of gold named as both Alta Floresta Gold Province (Dardenne and Schobbenhaus, 2001) and Juruena-Teles Pires Gold Province (Moura and Botelho, 2002; Silva and Abram, 2008). These Paleoproterozoic domains are composed of two ca. 1,960 to 1,750 Ma tectonic provinces composed of granitic suites and volcanic rocks with calc-alkaline signature (Santos et al., 2001; Moura and Botelho, 2002; Souza et al., 2005; Moura et al., 2006; Paes de Barros, 2007; Silva and Abram, 2008; Prado et al., 2012; Assis et al., 2012, 2014; Silva et al., 2014; Dezula et al., 2018; Rizzotto et al., 2019; Alves et al., 2020) that are the main hosts of gold in the region. Therefore, the study area (Fig. IV. 1) comprises units of two distinct tectonic provinces: the Tapajós-Parima Province, which is represented by the Peixoto de Azevedo Domain to the east, and the Rondônia-Juruena Province which is represented by the Juruena Domain to the west. The oldest rock suites are ascribed to Tapajós-Parima Province while the youngest rock suites are attributed to the Rondônia-Juruena Province.

Detailed geological mapping and geochronological dating carried out in past decades allowed new granitic suites to be individualized. However, these studies are not representative of the entire region. Pioneer detailed works grouped granitic units with similar geochemical patterns into suites that latter provided the basis for correlation, geophysical and petrological data, and basic geological mapping. The absence of detailed studies on granitic rocks of the Matupá Intrusive Suite in the area fostered geochemical studies that allowed these rocks to be individualized into new bodies that are spatially correlated but asynchronous. This work assigns two ca. 1,790 and 1,793 Ma granitic bodies previously attributed to the Matupá Intrusive Suite (Fig. IV. 2) to the Teles Pires Intrusive Suite. These intrusive bodies crop out over approximately 313 km<sup>2</sup> in the study area, southeast of the municipality of Terra Nova do Norte.

The present work aims at individualizing and studying in detail mineralized and non-mineralized Paleoproterozoic granites through original geological, petrological, and geochronological data in order to contribute to geological knowledge of the southern Amazonian Craton as well as advance our knowledge of Paleoproterozoic magmatic arc granites.



**Fig. IV. 1.** Tectonic provinces of the Amazonian (Amazon) Craton (Santos et al., 2000). In highlights the subdivision of the Rondônia-Juruena and Tapajós-Parima provinces into domains (Santos et al., 2004), inferred boundary of the Alta Floresta Gold Province, and location of the study area.

## IV. 2. REGIONAL GEOLOGY

The Amazonian Craton sits in the north of South America with most of its area in Brazil, but extends towards the territories of Guyana, Suriname, French Guiana Colony, southern Venezuela, Southeastern Colombia, Eastern Bolivia, and Eastern Paraguay. It was previously subdivided into two shields, Guaporé and Guianas (Tassinari and Macambira, 1999; Dardenne and Schobbenhaus, 2000; Tassinari et al., 2000), bounded by the Neoproterozoic and Cambrian orogenic belts Tucavaca, Bolivia, and Araguaia-Cuiabá and Tocantins, central and north regions of Brazil, respectively (Brito Neves and Cordani 1991; Tassinari and Macambira, 2004). The most currently accepted hypothesis for the genesis and evolution of the Amazonian Craton comprises the amalgamation of small Archean cores surrounded by Mesoproterozoic and Paleoproterozoic orogenic belts as a result of successive subduction-related arc magmatism and subsequent formation of juvenile material as well as crustal reworking processes (Tassinari and Macambira, 1999; Brito Neves and Cordani 1991; Santos et al., 2000). The study area is located in the south-central region of the Amazonian Craton, Peixoto de Azevedo Domain of the Tapajós-Parima Tectonic Province (Fig. IV. 1).

The Tapajós-Parima Province encompasses an extensive orogenic belt and expressive calc-alkaline magmatism represented by intrusive and volcanic rocks (Santos et al., 2004, 2006; Paes de Barros, 2007) divided into four domains: 1) Peixoto de Azevedo; 2) Tapajós, 3) Uaimiri, and 4) Parima (Santos et al., 2006). The Peixoto de Azevedo Domain, scope of the study area, consists predominantly of Paleoproterozoic calc-alkaline to subalkaline, late- to post-tectonic granites whose  $T_{DM}$  ages range between 2.6 and 2.3 Ga, and  $\epsilon Nd(t)$  between -3.4 and -7.62 Ga (Paes de Barros, 2007). Rock units in the area (Fig. IV. 2) are part of the Matupá and Flor da Serra Suites, Peixoto de Azevedo Domain, as well as part of the Teles Pires (Terra Nova batholith)

Intrusive Suite, and Colíder Group, Juruena Domain of the Rondônia-Juruena Tectonic Province (Fig. IV. 1) (Santos et al., 2004).

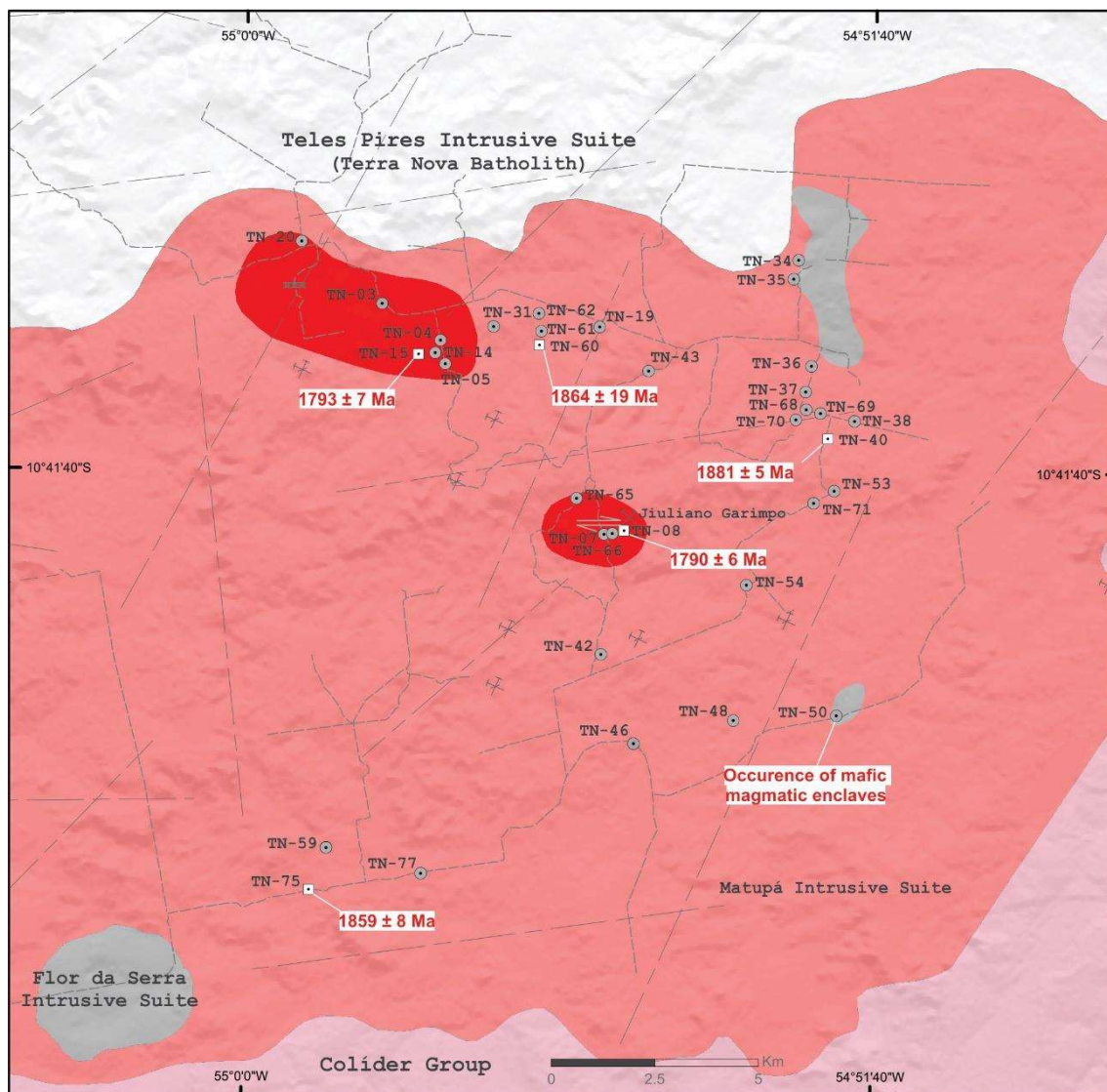
The Matupá Intrusive Suite consists of a wide range of calc-alkaline, granodioritic to syenogranitic plutons affected by younger EW-trending transcurrent shear zones marked by discrete ductile-brittle deformation and high metallogenetic potential (Botelho and Moura, 1998; Moura and Botelho, 2002; Moreton and Martins, 2005; Paes de Barros, 2007). The more studied granitic plutons of the Matupá intrusive Suite are located approximately 30 km north of the area, between the municipalities of Peixoto de Azevedo and Matupá, with ages of  $1,872 \pm 12$  Ma and  $1,869 \pm 10$  Ma, Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) model ages from 2.15 to 2.47 Ga, and  $\epsilon Nd(t)$  values between -0.98 and -4.3 (Moura and Botelho, 2002; Silva and Abram, 2008; Silva et al., 2014).

The Flor da Serra Intrusive Suite is chiefly composed of diorite stocks and gabbro and diabase dykes with basaltic to basaltic-andesitic, medium- to high-K subalkaline affinities similar to that of continental tholeiites (Souza et al., 2005; Moura and Botelho, 2002). Although there are no geochronological data for this intrusive suite, the presence of stocks, dykes, and enclaves of the Flor da Serra Intrusive Suite within the Matupá Intrusive Suite is evidence to the contemporaneity between these two suites (Alves et al., 2020).

The Terra Nova Batholith is the main granitic body of the Teles Pires Intrusive Suite in the study region. The Terra Nova Batholith is mapped as part of Teles Pires Suite by Silva et al. (1980). The Teles Pires Intrusive Suite consists of undeformed subvolcanic calc-alkaline granitic bodies classified as biotite to alkali feldspar granites (Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Prado et al., 2012). These bodies are emplaced as subcircular to elliptical stocks and batholiths along the WNW-ESE regional trend. These intrusive bodies are mainly hosted by volcanic rocks of the Colíder Group and granites of the Matupá Intrusive Suite (Souza et al., 2005; Prado et al., 2012).

They show U-Pb zircon crystallization ages of  $1,757 \pm 16$  Ma and  $1,782 \pm 17$  Ma as well as  $T_{DM}$  model ages between 1.94 and 2.28 Ga and  $\epsilon Nd(t)$  from -3.4 to +3.0, which are consistent with mantle-derived magmas strongly contaminated by crustal contributions (Santos et al., 2000; Souza et al., 2005; Silva and Abram, 2008; Prado et al., 2012). The Colíder Group consists of subvolcanic, volcanic (lava and pyroclastic flows) as well as epiclastic rocks whose composition varies from acid to intermediate with calc-alkaline to alkaline affinities (Lacerda Filho et al., 2004; Souza et al., 2005; Silva and Abram, 2008; Santos et al., 2019), and are attributed to post-collisional to intraplate settings (Souza et al., 2005; Barros *et al.*, 2009). Authors have recently attributed older ages to the Colíder Group (1.82–1.75 Ga) (Santos et al., 2019; Alves et al., 2020). However, geochronological data available for the Colíder Group suggest crystallization at  $1,781 \pm 8$  Ma (Souza et al., 2005) and  $1,785 \pm 6$  (Silva and Abram, 2008).





#### Stratigraphic column

- Teles Pires Intrusive Suite [1757 ± 16 Ma (Santos, 2000)]
- Teles Pires Intrusive Suite study (results of this paper: TN-08 1790 ± 6 Ma and TN-15 1793 ± 7 Ma)
- Colíder Group [1781 ± 8 Ma (Souza et al., 2005)]
- Matupá Intrusive Suite (results of this paper: TN-60 1864 ± 19 Ma, TN-75 1859 ± 8) and TN-40 1881 ± 5 Ma)
- Flor da Serra Intrusive Suite [contemporaneous with Matupá Intrusive Suite (Alves et al., 2020)]

#### Geologic conventions

- Inferred Magnetic lineament
- Strike-slip fault
- xxx Diabase dike
- x Abandoned mine
- x Gold Mine Giuliano

#### Cartographic conventions

- Access road
- Studied outcrops
- Dated sample

**Fig. IV. 2.** Geological map of the study area [after Lacerda Filho et al. (2004) and Silva and Abram (2008)].

### VI. 3. ANALYTICAL PROCEDURES

Mineral chemistry data were obtained with an JEOL JXA-8600 Electron Microprobe at the Microprobe Laboratory of the University of Brasília (UnB). The minerals selected for analyses were biotite (Table 1 - Supplementary data) and amphibole (Table 2 - Supplementary data). WDS in-situ analyses of silicate minerals were performed using a varying ion beam aperture from 1 to

7  $\mu\text{m}$  at an acceleration voltage of 15 Kv and probe current of 15  $\mu\text{A}$ . Laboratory synthetic standards were used.

Twenty-nine samples of granites were selected for whole-rock analyses whose results are shown on Table 3. Physical sample preparation included the steps of crushing, grinding, homogenization and quartering at the Institute of Geosciences of the University of Brasília and ALS Minerals. The samples were analyzed at ALS Minerals using X-ray fluorescence ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , BaO, CaO,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , MgO, MnO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  and  $\text{TiO}_2$ ), and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) (Au, Ba, Be, Cs, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zn, Zr, and Bi, Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Tm, and Yb). Geochemical discriminant diagrams were elaborated using the softwares GCDkit (Janousek et al., 2003) and Icpet (Carr and Gazel, 2016).

U-Pb zircon isotopic data (Table 4 - Supplementary data) were obtained by Finnigan Neptune couple with a Nd:YAG UP-213 laser ( $\lambda = 213 \text{ nm}$ ) ablation system (New Wave Research USA). Using configuration of mixed collectors (Faraday cup and MICs) following the procedures of Bühn et al. (2009),  $\text{Pb}^{204}$ ,  $\text{Pb}^{206}$ ,  $\text{Pb}^{207}$ ,  $\text{U}^{235}$ ,  $\text{U}^{238}$ ,  $\text{Hg}^{202}$ , and  $\text{Hg}^{204}$  were measured. Laser ablation was carried out using a spot size of 30  $\mu\text{m}$  at a frequency of 10 Hz and energy of 30% which results in an energy density of approximately 1.02  $\text{J}/\text{cm}^2$ . Laser-induced isotopic fractionation was minimized using raster mode. The material was then transported into the inductively couple mass spectrometer via Ar gas ( $\sim 1 \text{ L}/\text{min}$ ) and He ( $\sim 0.4 \text{ L}/\text{min}$ ) gas flow. The signals of each grain were collected in blocks with 40 cycles of 1 sec and the acquisition quality was assured by applying a *standard-sample-standard bracketing* technique of eight analyses between a blank and GJ-1 zircon standard ( $608.5 \pm 1.5 \text{ Ma}$ ; Jackson et al., 2004). Data collected was later reduced using an in-house spreadsheet called Chronus (Oliveira, 2015) which corrects for background, instrumental drift, and fractionation (Albarède et al., 2004). This software also refines data by allowing cycle selection and exclusion of outliers. Concordia diagrams were calculated using ISOPLOT (Ludwig, 2012). All reported errors are at the 2s level. More details on the analytical procedures performed at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília are given by Bühn et al. (2009).

## **VI. 4. RESULTS**

### **VI. 4.1. Geology, petrography, and mineral chemistry**

The area encompasses granitic rocks of the Matupá Intrusive Suite and the Teles Pires Intrusive Suite. The Matupá Intrusive Suite is the most expressive unit of the area with its northern and western sectors bounded by the Terra Nova Batholith, which is part of the Teles Pires Intrusive Suite, and southern and eastern sectors bounded by volcanic rocks of the Colíder Group

(Fig. IV. 2). Furthermore, this unit also contains dioritic stocks of the Flor da Serra Intrusive Suite, and local centimetric and metric dioritic to quartz-diorite magmatic enclaves.

The Matupá Intrusive Suite crops out in the area as low-lying outcrops, boulders, and blocks. Geological mapping reveals the existence of two granitic bodies that are currently part of the Teles Pires Intrusive Suite, but had been previously ascribed to the Matupá Intrusive Suite (Fig. IV. 2). Both granitic bodies are spatially associated with gold mineralization and fault/shear zones that also extend towards the Matupá Intrusive Suite.

#### VI. 4.1.1. Matupá Intrusive Suite

Granitic rocks of the Matupá Intrusive Suite are, in general, reddish-pink to grayish-pink, medium- to coarse-grained, phaneritic, equigranular to porphyritic, massive, slightly fractured, and consist of alkali feldspar (orthoclase and microcline), plagioclase, quartz, biotite, and hornblende. Petrographic characteristics allow to subdivide the granitic rocks of the Matupá suite into two lithofacies. Facies 1 consists of syenogranite and monzogranite (Fig. IV. 3a), and Facies 2 consists of granodiorites (Fig. IV. 3b). Rocks of facies 1 (Fig. IV. 3c) are equigranular to inequigranular and hypidiomorphic while granodiorite of facies 2 is mainly equigranular and medium-grained (Fig. IV. 3d). Biotite is the main mafic mineral in facies 1 while hornblende is the main phase in facies 2. Both facies contain apatite, titanite, magnetite, and zircon as accessory assemblage. Sericite, muscovite, epidote, and chlorite make up post-magmatic alteration assemblage.

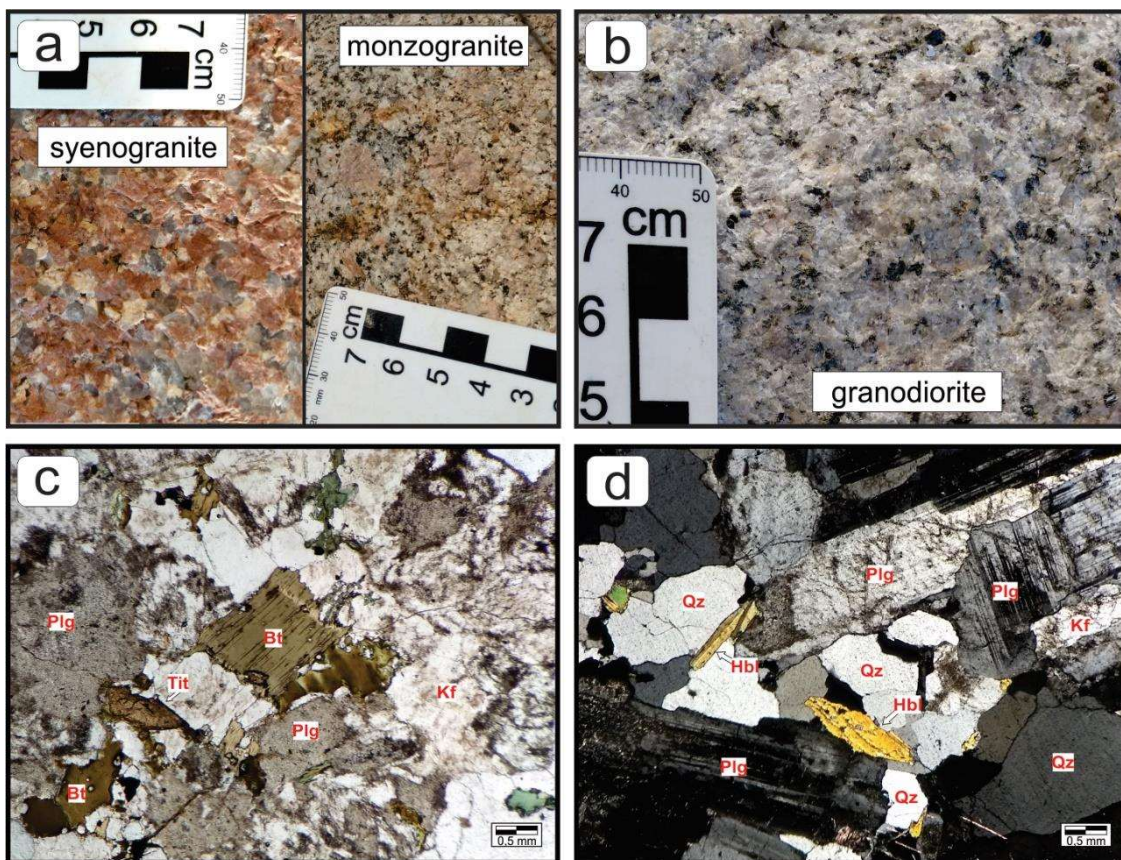
Orthoclase and microcline are subhedral and vary from 0.4 to 2 mm. Subhedral plagioclase (0.4 to 3.0 mm) varies from oligoclase ( $An_{11.61}-An_{20.52}$ ) to albite ( $An_{1.29}-An_{6.0}$ ). Moderate to intense sericitization as well as subordinate saussuritization and argillic alteration are observed. Quartz (0.5 to 1.0 mm) occurs as anhedral grains.

Biotite (<0.1 to 3.0 mm) is subhedral to euhedral and shows pleochroism light to greenish brown (Fig. IV. 3c). Both facies contain biotite with composition between annite and phlogopite (Tischendorf et al., 2004) (Fig. IV. 4a) with structural formula represented by  $K_{1.0-0.85}Na_{0.05-0.01}(Fe_{1.48-1.04}Mg_{1.59-1.25}Al^{VI}_{0.28-0.00}Ti_{0.26-0.12}Mn_{0.14-0.00})Si_{3.02-2.73}Al^{IV}_{1.26-0.98}O_{11}(F_{0.60-0.03},Cl_{0.03-0.00}OH_{1.96-1.38})$ . Mineral chemistry of biotite of the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite was carried out in primary magmatic and re-equilibrated biotite according to the diagram of Nachit et al. (2005) for classification into different biotite types (Fig. IV. 4b).

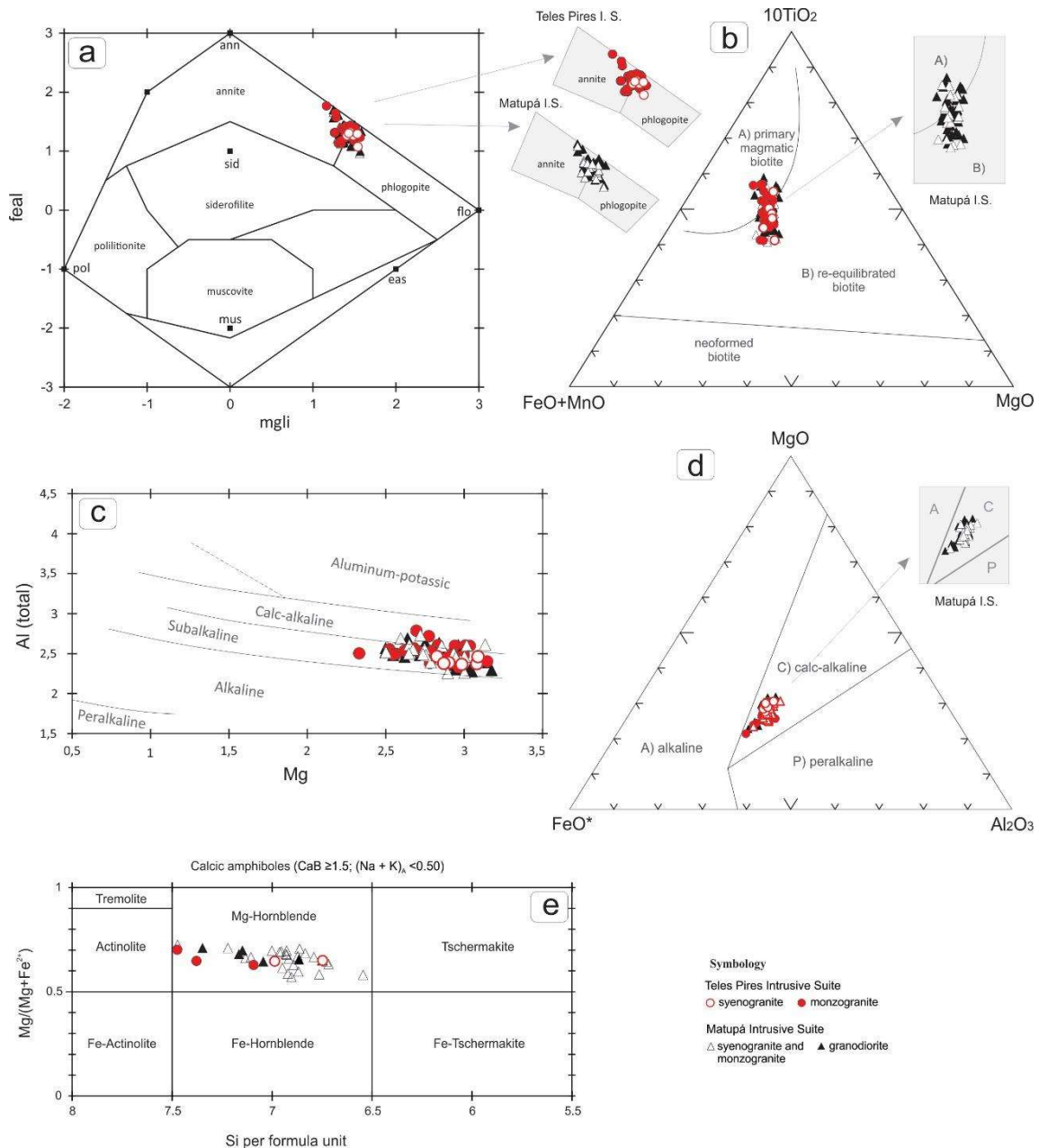
In the Mg *versus* Al<sub>total</sub> diagram of Nachit et al. (1985), biotite compositions of the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite straddles the subalkaline to moderately calc-alkaline boundary (Fig. IV. 4c) and fall in calc-alkaline field of the ternary discriminant diagram of Abdel-Rahman (1994) (Fig. IV. 4d). Chemical composition data of biotite are shown in table 1.



Amphibole (<0.1 to 2.0 mm) of the Matupá Intrusive Suite is anhedral to subhedral (Fig. IV. 3d). Crystals with  $1.82 > CaB < 1.92$  and  $0.20 > (Na + K)_A < 0.49$  tends towards the group of calcic amphiboles (Leake, 1997; Leake et al., 2004). Magnesian-hornblende (Fig. IV. 4e) has  $Fe/(Fe+Mg)$  contents between 0.34 and 0.43 and  $Al_{total}$  between 0.67 and 1.28 (Table 2). Apatite (<0.1mm) occurs as acicular inclusions in quartz and plagioclase. Euhedral to anhedral titanite (<0.1 to 0.5 mm) is commonly in association with opaque minerals and biotite. Subhedral to anhedral (<0.1 to 0.5 mm) magnetite occurs both occupying interstitial sites and as inclusions in quartz and plagioclase. Zircon (<0.1 mm) is elongated and prismatic and occurs as inclusions in plagioclase, quartz, and biotite.



**Fig. IV. 3.** Macroscopic and microscopic features of the Matupá Intrusive Suite. a) Syenogranite and monzogranite (facies 1): equigranular phaneritic texture and monzogranite: porphyritic texture defined by centimeter-sized alkali feldspar; b) Macroscopic aspect of granodiorite (facies 2). c) Microphotograph of syenogranite (facies 1) displaying holocrystalline texture with quartz + plagioclase + perthitic alkali feldspar + hornblende + titanite; d) microphotograph of granodiorite (facies 1) displaying holocrystalline texture.



**Fig. IV. 4.** Biotite compositions from the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite. a) Classification diagram for micas after Tischendorf et al. (2004); b) Biotite compositions in the ternary diagram for magmatic, re-equilibrated and neoformed biotite after Nachit et al. (2005); c) Mg versus Al total diagram of Nachit et al. (1985) for different types of biotites from granitic rocks; d) Classification ternary diagram of Abdel-Rahman (1994); e) Amphibole classification diagram (Leake, 1997; Leake et al., 2004).

#### VI. 4.1.2. Teles Pires Intrusive Suite

Granitic rocks of the Teles Pires Intrusive Suite are classified as syenogranite to monzogranite (Fig. IV. 5a). Under the microscope these rocks are equigranular to inequigranular and hypidiomorphic (Fig. IV. 5b). Monzogranites are medium-grained while syenogranites are coarse-grained. Film perthites are mainly observed in syenogranites. Essential minerals consist of

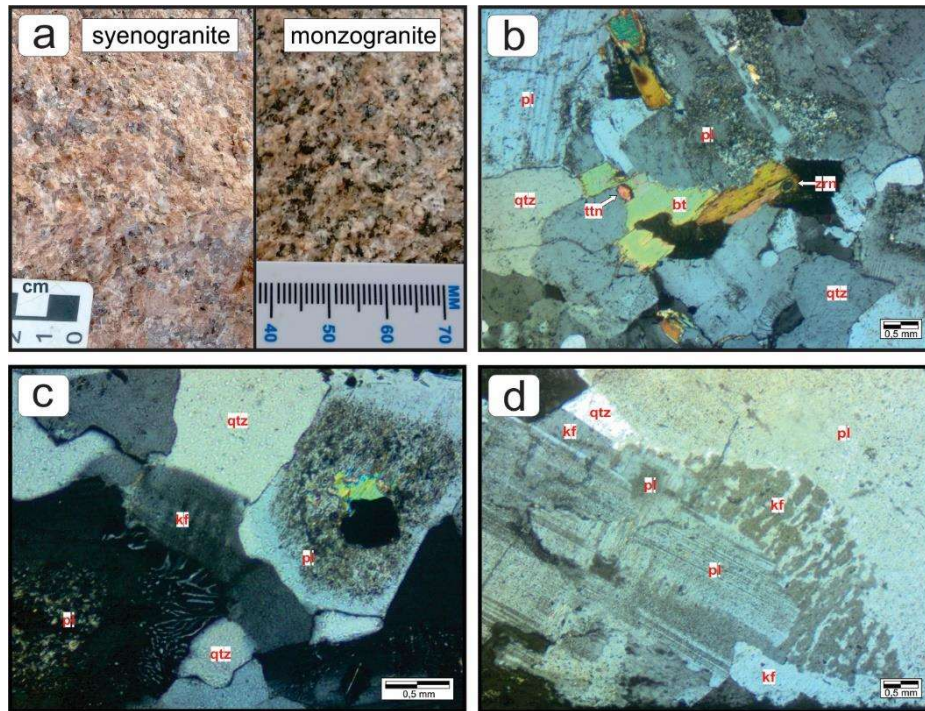
alkali feldspar, plagioclase, quartz, biotite, and hornblende. Apatite, titanite, magnetite, and zircon make up accessory assemblage. Sericite, muscovite, epidote, and chlorite are secondary minerals.

Essential minerals, biotite, and hornblende are commonly arranged in aggregates. Biotite (0.1 to 2.2 mm) is subhedral and shows light to dark brown pleochroism. In places, it is completely chloritized. Its composition ranges between annite and flogopite (Fig. IV. 4a) (Tischendorf et al., 2004) with the following structural formula  $K_{0.98-0.80} Na_{0.05-0.01} (Fe_{1.51-1.09} Mg_{1.57-1.16} Al^{VI}_{0.24-0.01} Ti_{0.26-0.12} Mn_{0.07-0.01}) Si_{2.97-2.74} Al^{IV}_{1.25-1.03} O_{11} (F_{0.30-0.06} Cl_{0.03-0.01} OH_{1.93-1.69})$ . The subalkaline to slightly calc-alkaline nature of biotite from the Teles Pires Intrusive Suite (Fig. IV. 4c) is compatible with that of calc-alkaline magmas (Fig. IV. 4d).

Anhedral to subhedral amphibole (0.1 to 0.5 mm) displays pleochroism from light brown to yellow and is chemically classified as magnesio-hornblende (Leake, 1997; Leake et al., 2004) (Fig. IV. 4e). Magnesio-hornblende of facies 1 has contents of CaB between 1.60 and 2.0,  $(Na + K)_A$  0.16-0.83,  $Fe/(Fe+Mg)$  0.34-0.49, and  $Al_{total}$  0.64-1.78. Facies 2, in turn, shows values of CaB between 1.83-1.92,  $(Na + K)_A$  0.28-0.41,  $Fe/(Fe+Mg)$  0.34-0.49, and  $Al_{total}$  0.34-0.41 (Table 2 - Supplementary data). Granular to wedge-shaped brown titanite (~0.2 mm) varies from anhedral to subhedral. Zircon (<0.1 mm) is elongated and prismatic and occurs as inclusions in plagioclase, quartz, and biotite (Fig. IV. 5b). Acicular apatite (<0.1 mm) occurs as inclusions in quartz and plagioclase. Anhedral magnetite (<0.1 to 0.5 mm) occurs between interstices and as inclusions in quartz and plagioclase.

Plagioclase (0.4 to 2.6 mm) is subhedral and tabular and commonly sericitized as well as saussuritized and argillized. Myrmekite (Fig. IV. 5c) and antiperthite (Fig. IV. 5d) textures are interpreted as primary exsolutions. Perthitic alkali feldspar (0.5 to 2.2 mm) displays tabular habit.





**Fig. IV. 5.** Macroscopic and microscopic aspects of the Teles Pires Intrusive Suite. a) Equigranular phaneritic syenogranite and monzogranite; b) Photomicrograph showing quartz + oligoclase + orthoclase + titanite + zircon of the Teles Pires Intrusive Suite; c) Photomicrograph showing mirmektytic texture; d) Antiperthite showing intergrowth of alkali feldspar in plagioclase.

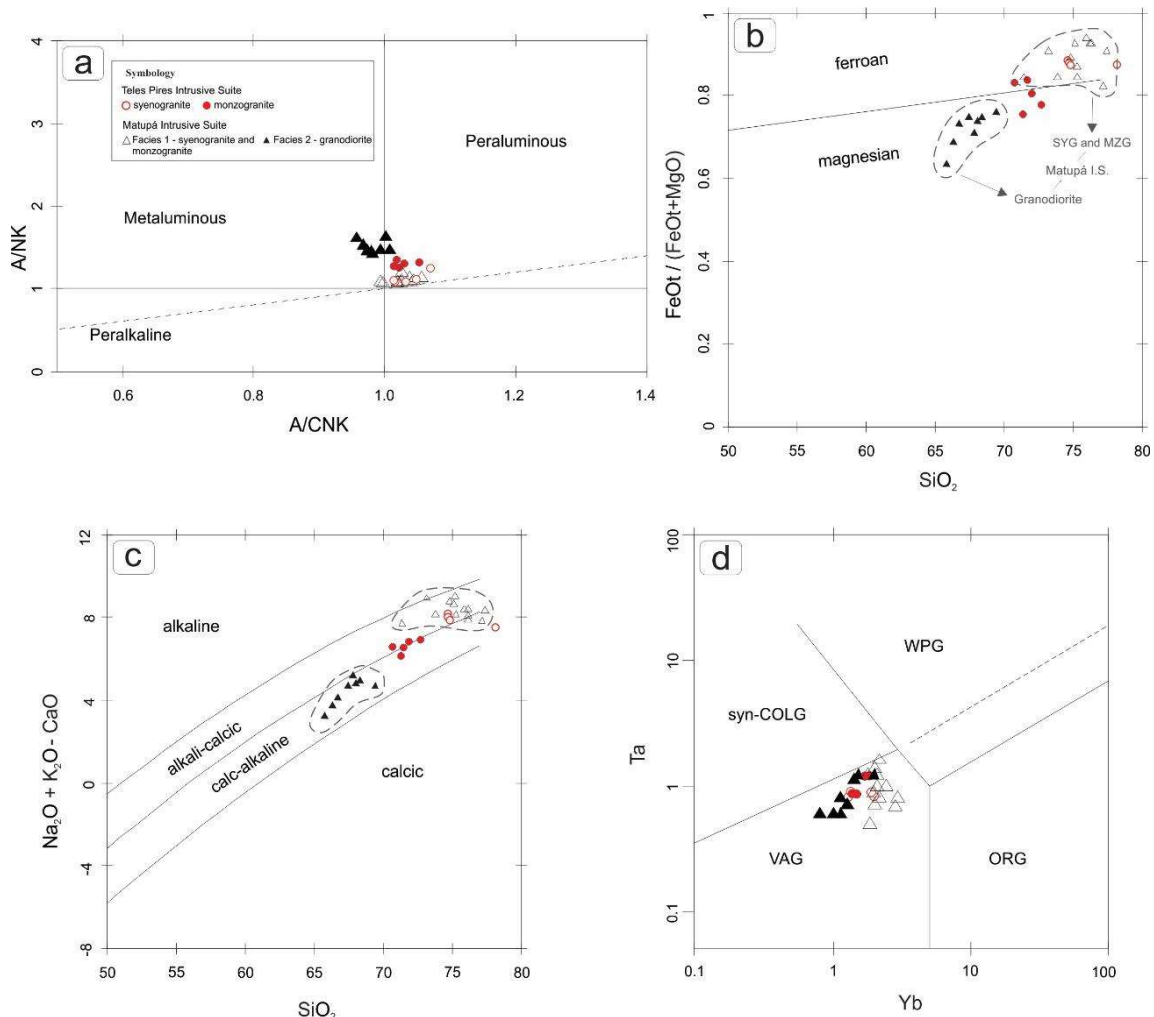
#### VI. 4.2. Geochemistry

The rocks of the Matupá Intrusive Suite have  $\text{SiO}_2$  content between 65% and 77% while granitic rocks of the Teles Pires Intrusive Suite have  $\text{SiO}_2$  content between 70% and 78% (Table 3 - Supplementary data). Alumina saturation index (ASI) (Shand, 1943; Maniar and Piccoli, 1989) of the Matupá Intrusive Suite reveals that granodiorite is mainly metaluminous with A/CNK between 1.01 and 0.95 while syenogranite and monzogranite are chiefly peraluminous with A/CNK between 1.06 and 0.99 (Fig. IV. 6a). The Teles Pires Intrusive Suite is dominantly peraluminous with A/CNK varying from 1.06 to 1.01 (Fig. IV. 6a).

$\text{FeO}^2/(\text{FeO}^2+\text{MgO})$  ratios for the Teles Pires Intrusive Suite reveals a ferrous composition for syenogranites and magnesian to ferrous composition for monzogranites (Fig. IV. 6b). Two distinct patterns are depicted from the  $\text{FeO}^2/(\text{FeO}^2+\text{MgO})$  versus  $\text{SiO}_2$  diagram for rocks of the Matupá suite: syenogranite and monzogranite of facies 1 are mainly ferrous while granodiorite is magnesian (Fig. IV. 6b).

Samples of the Teles Pires Intrusive Suite straddle between the calc-alkaline and alkali-calcic boundary on the magmatic series classification diagram of Frost et al. (2001) (Fig. IV. 6c). The Matupá Intrusive Suite shows moderate dispersion of syenogranite and monzogranite of facies 1 falling between the fields of calc-alkaline and alkali-calcic while granodiorite of facies 2 falls in the calc-alkaline field (Fig. IV. 6c).

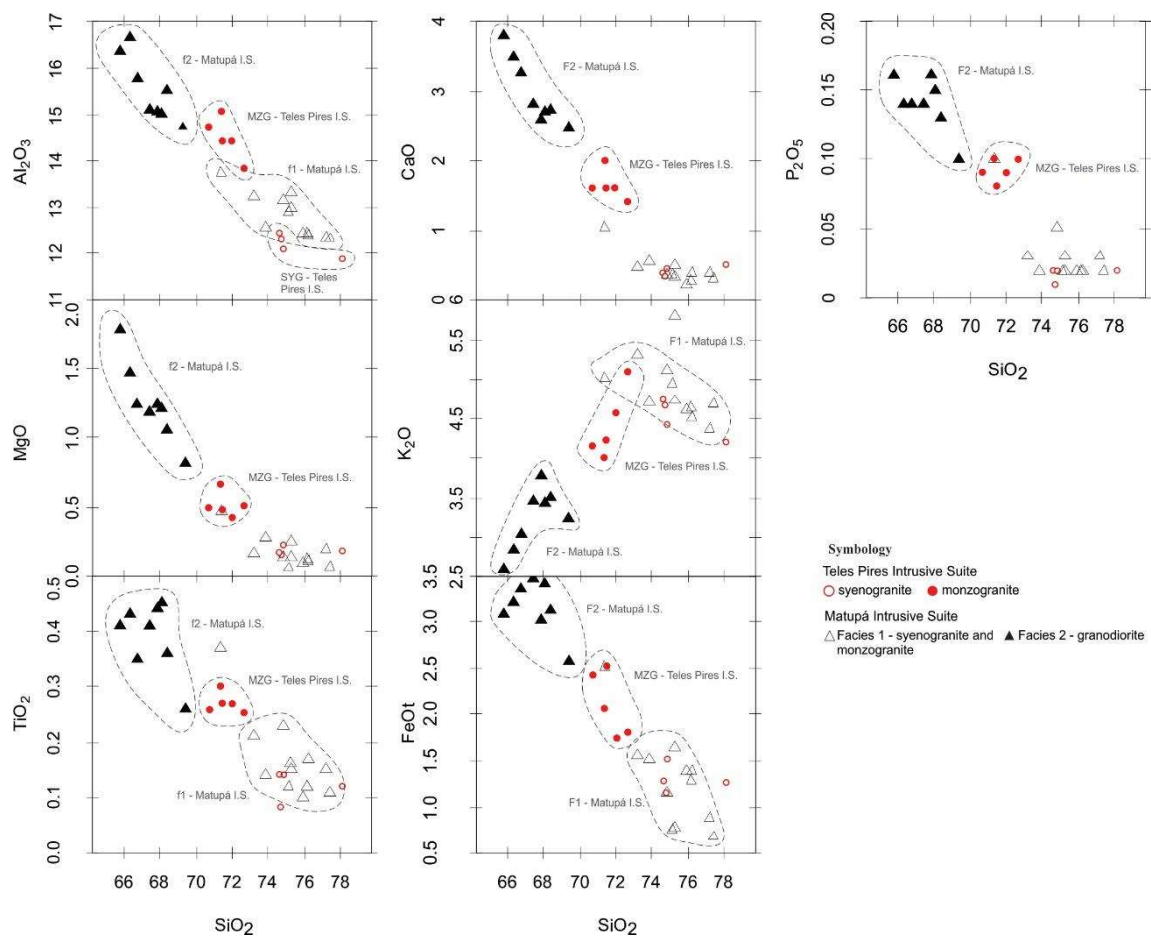
The Teles Pires Intrusive Suite plots in the volcanic arc field of the Ta versus Yb diagram of Pearce et al. (1984) (Fig. IV. 6d).



**Fig. IV. 6.** Geochemical classification diagrams for granites of the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite. a) Alumina diagram with indexes of Shand (1943) and field boundaries of Maniar and Piccoli (1989); b) FeOt/(FeOt+MgO) vs SiO<sub>2</sub> and c) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO vs SiO<sub>2</sub> classification diagrams of Frost et al. (2001), and d) Ta vs Yb diagram for tectonic settings (Pearce et al., 1984). Abbreviations = VAG: volcanic arc granites; syn-COLG: syn-collision granites; WPG: within plate granites; ORG: ocean ridge granites; post-COLG: post-collision granites.

Major elements (Fig. IV. 7) yield linear to curvilinear correlations with SiO<sub>2</sub> on binary diagrams for both the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite. The main differentiation trends depicted from granodiorite (facies 2) of the Matupá Intrusive Suite show a regular decrease of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>t</sub> and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and an increase of K<sub>2</sub>O for increasing SiO<sub>2</sub> contents. Facies 1 of the Matupá Intrusive Suite is marked by fractionation of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>t</sub>, and K<sub>2</sub>O. The main differentiation trend of the Teles Pires Intrusive Suite, in turn, is defined by fractionation of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and FeOt while fractionation of K<sub>2</sub>O is only pronounced in syenogranites. The remaining major elements show no clear correlation trends on binary diagrams.



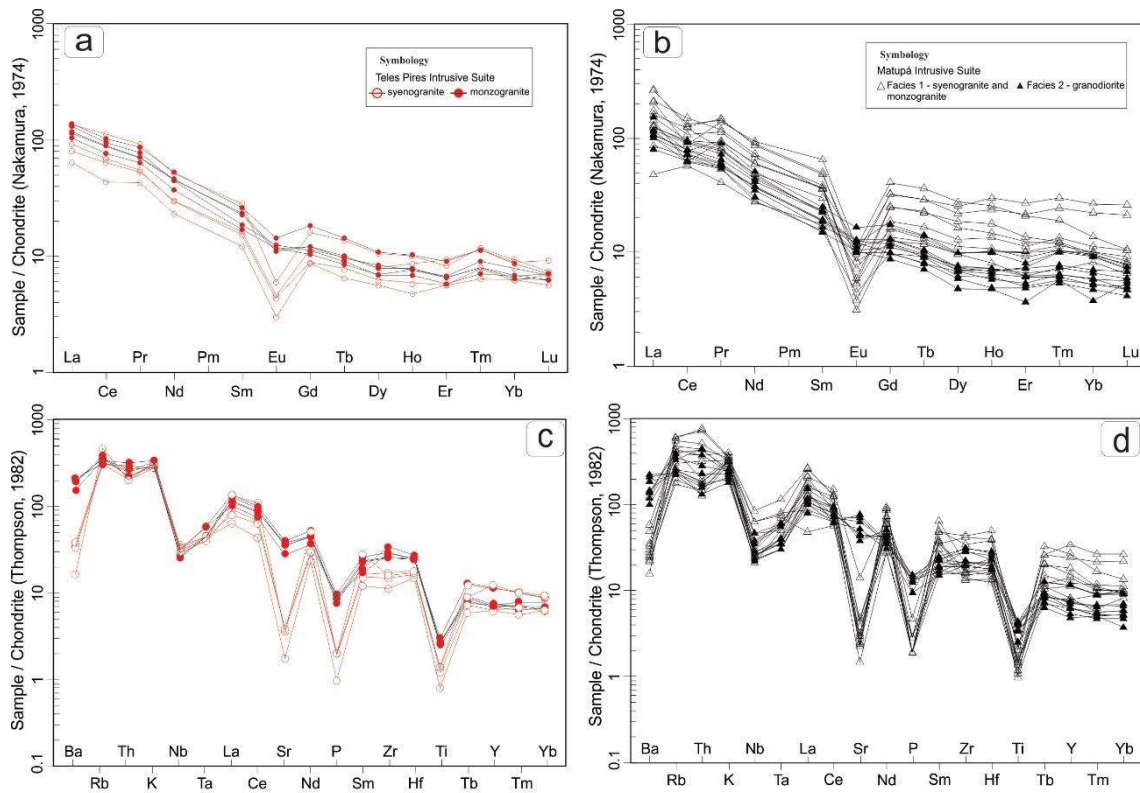


**Fig. IV. 7.** Harker variation diagrams for selected major elements versus  $\text{SiO}_2$  for the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite (weight %).

Chondrite-normalized rare earth elements (REE) diagram (Nakamura, 1974) for monzogranites and syenogranites of the Teles Pires Intrusive Suite (Fig. IV. 8a) reveals strong fractionation of light rare earth elements (LREE) over heavy rare earth elements (HREE) with average values of 5.55 and 1.63 for  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  and  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$ , respectively. Monzogranite shows weak to intermediate negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.75$ ) while syenogranite shows pronounced negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.32$ ). Impoverishment in Eu is indicative of feldspar crystal fractionation during magmatic differentiation.

Matupá Intrusive Suite (Fig. IV. 8b) shows strong fractionation of LREE ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 4.78$  and  $5.64$  for facies 1 and 2, respectively) over moderate fractionation of HREE ( $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.84$  and  $2.05$  for facies 1 and 2, respectively). Negative Eu anomalies are high in facies 1 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.28$ ) and weak to moderate in facies 2 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.79$ ). Figure 8c illustrates major-element fractionation trends for the Teles Pires Intrusive Suite with strong negative Ba, Nb, Sr, P and Ti anomalies for syenogranites, and moderate negative Ba, Sr and P anomalies for monzogranites. Facies 1 of the Matupá Intrusive Suite (Fig. IV. 8d) shows patterns similar to those of

syenogranites of the Teles Pires Intrusive Suite with strong negative Ba, Nb, Sr, P and Ti anomalies. Facies 2, instead, shows moderate negative Ba and P anomalies.

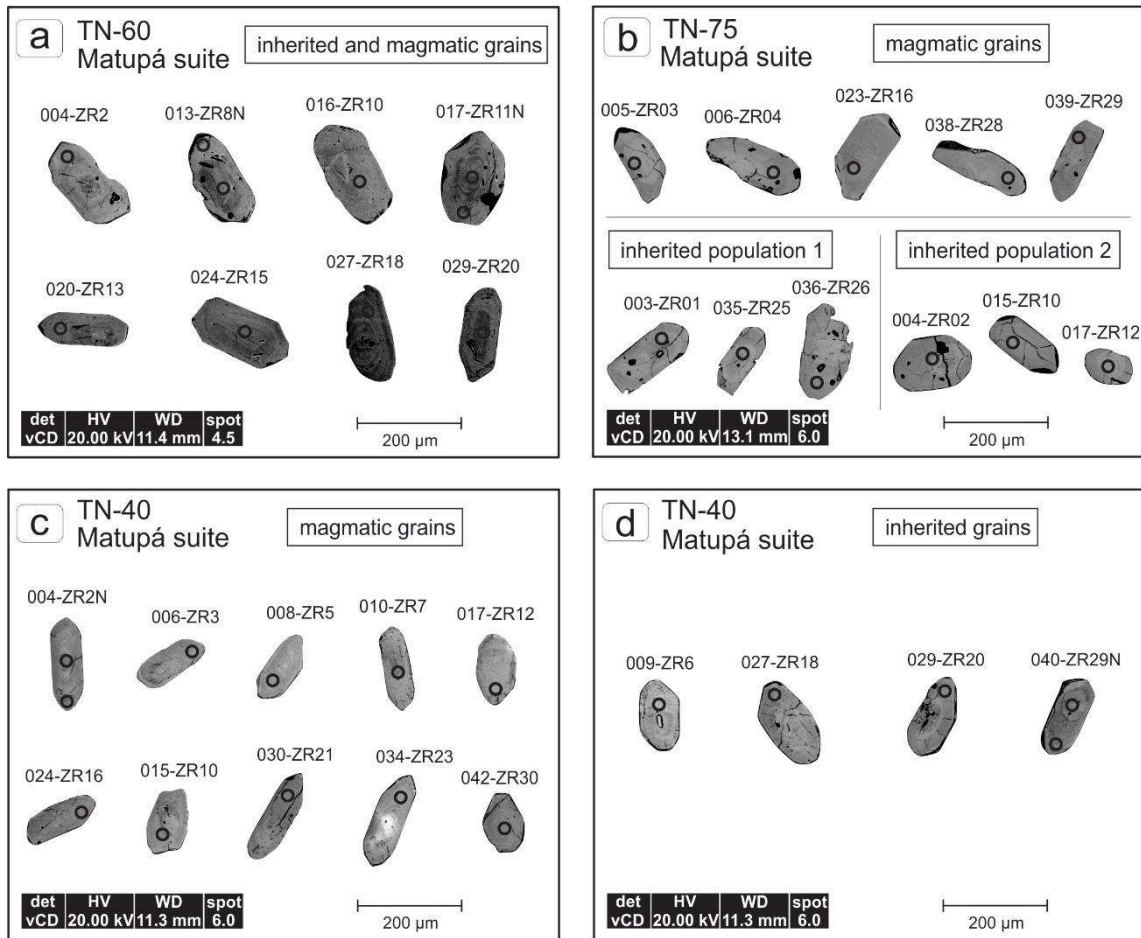


**Fig. IV. 8.** a) and b) Multi-element diagrams for the Teles Pires and Matupá intrusive suites normalized to chondrite of Nakamura (1974), and c) and d) Thompson (1982).

## VI. 4.3. U-Pb isotopes

### VI. 4.3.1. Matupá Intrusive Suite

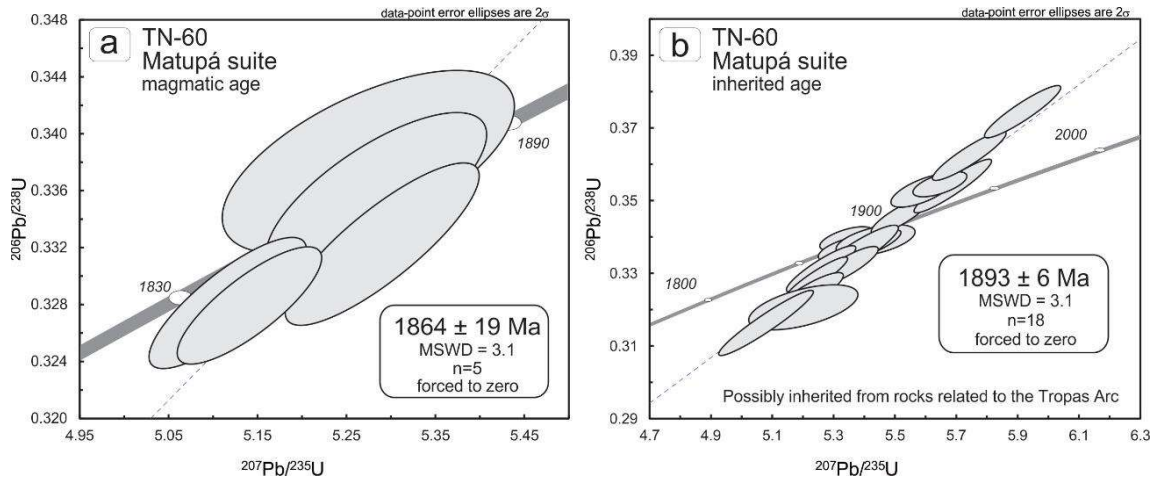
Two samples of facies 1 and a sample of facies 2 from the Matupá Intrusive Suite were selected for U-Pb isotope analyses. The population of magmatic and inherited zircon crystals from selected samples is composed of subhedral to anhedral, light- to dark brown short prisms (Figs. IV. 9a, 9b, 9c and 9d). Crystals are in places moderately fractured, metamict, and exhibit regular oscillatory zoning with moderate luminescence in backscattered electron (BSE) images.



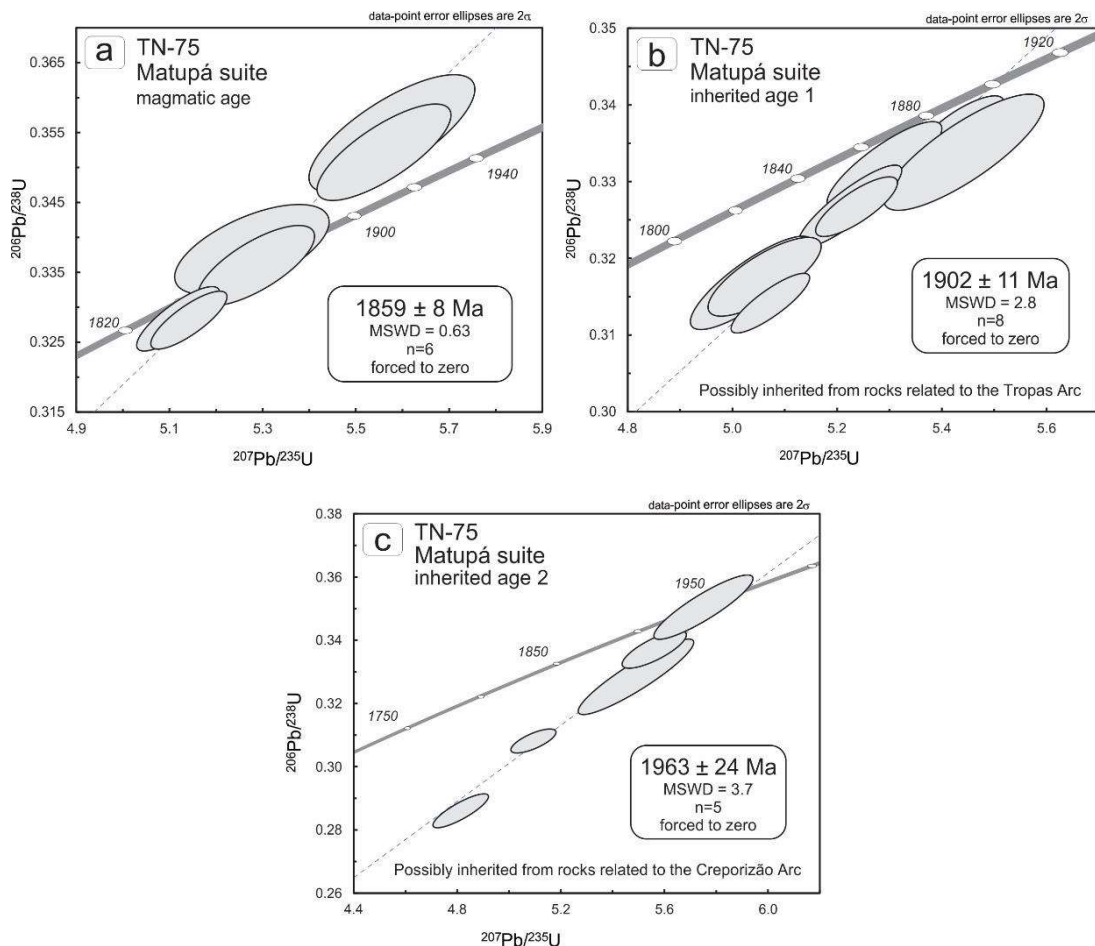
**Fig. IV. 9.** Backscattered electron (BSE) images of representative zircon grains from the Matupá Intrusive Suite. The gray circle represents spot placement for U-Pb analysis.

U-Pb concordia diagrams (LA-ICP-MS) for syenogranite of facies 1 (TN-60) yield an upper intercept age of  $1,864 \pm 19$  Ma (Fig. IV. 10a), two  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  inherited ages of  $2,165 \pm 122$  Ma (036-ZR25) and  $2,037 \pm 60$  Ma (007-ZR5), and an inherited age of  $1,893 \pm 6$  Ma (Fig. IV. 10b). Monzogranite of facies 1 (TN-75) displays an upper intercept age of  $1,859 \pm 8$  Ma (Fig. IV. 11a) that is interpreted as its crystallization. Inherited zircon crystals were also found in the monzogranite whose upper intercept ages are of  $1,902 \pm 11$  Ma (Fig. IV. 11b) and  $1,963 \pm 24$  Ma (Fig. IV. 11c).

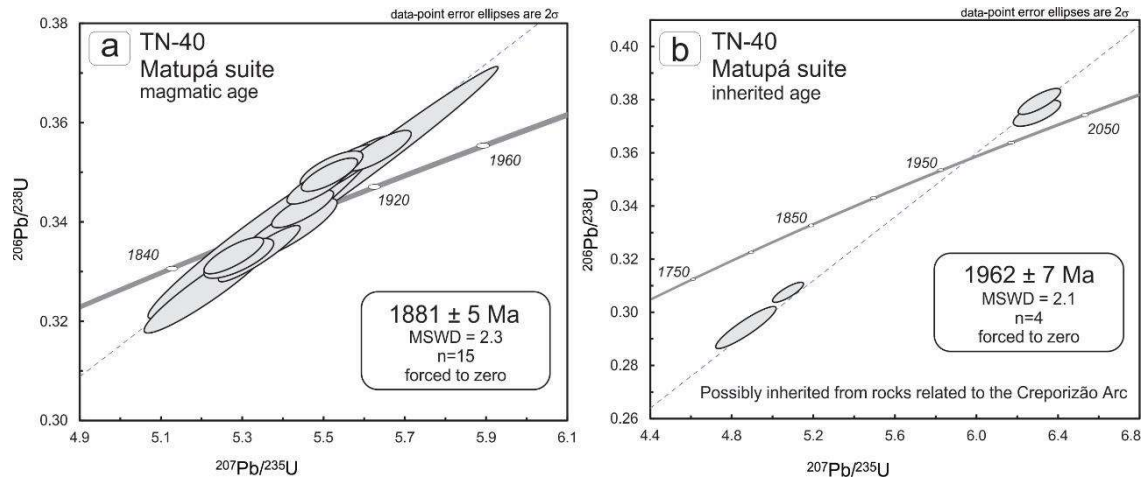
Granodiorite of facies 2 (TN-40) yielded an upper intercept concordia age of  $1,881 \pm 5$  Ma (Fig. IV. 12a), and an inherited age of  $1,962 \pm 7$  Ma (Fig. IV. 12b).



**Fig. IV. 10.** U-Pb concordia diagram (LA-ICP-MS) for rocks of facies 1 (TN-60) from the Matupá Intrusive Suite. a) upper intercept age of  $1,864 \pm 19$  Ma yielded by four zircon crystals; b) inherited age of  $1,893 \pm 6$  Ma yielded by eighteen zircon crystals.



**Fig. IV. 11.** U-Pb concordia diagram (LA-ICP-MS) for rock of facies 1 (TN-75) from the Matupá Intrusive Suite. a) upper intercept age of  $1,859 \pm 8$  Ma yielded by six zircon crystals; inherited ages of  $1,902 \pm 11$  Ma yielded by eight zircon crystals b) and  $1,963 \pm 24$  Ma yielded by five zircon crystals c).



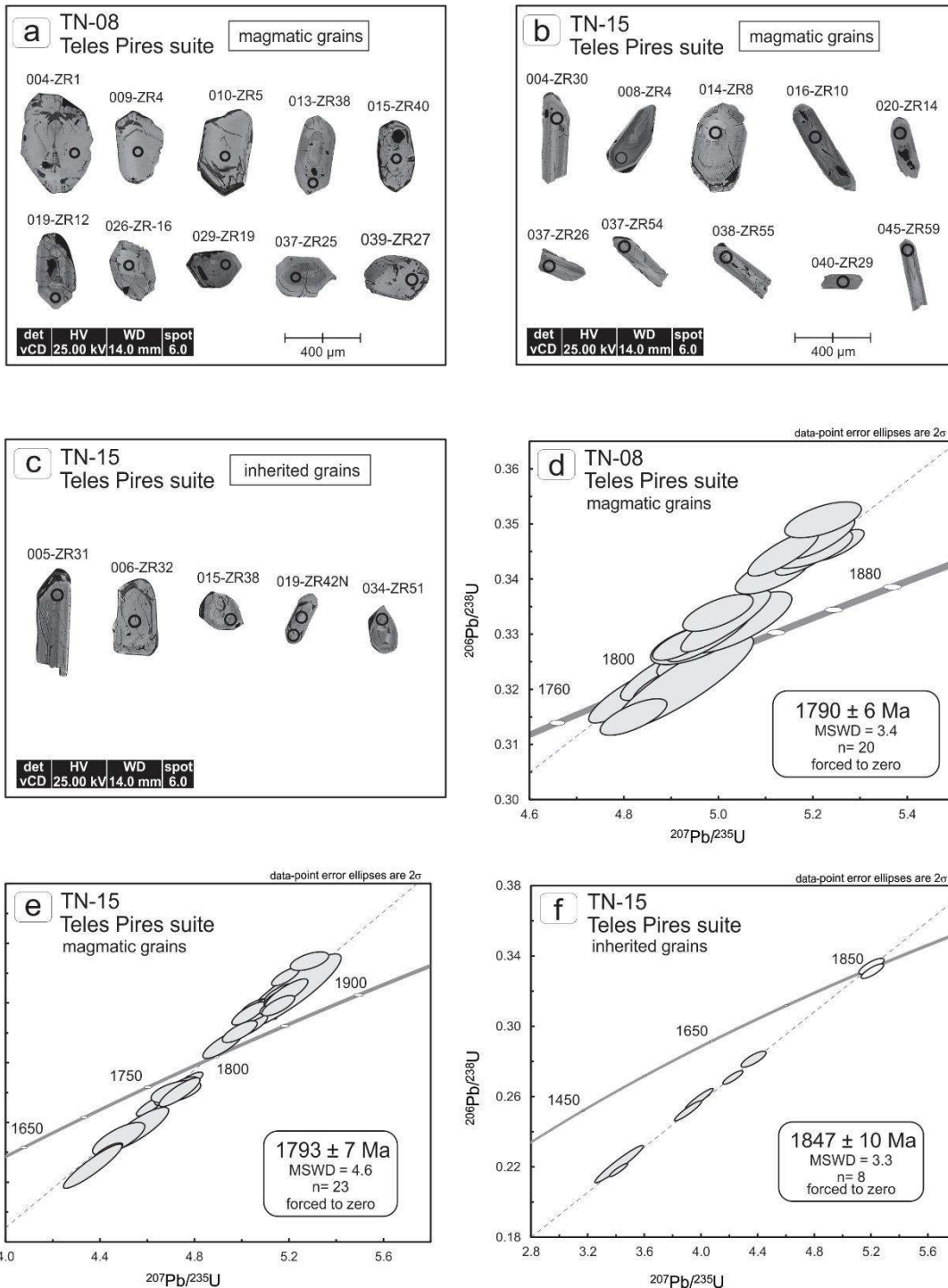
**Fig. IV. 12.** U-Pb concordia diagrams (LA-ICP-MS) of granodiorite facies 2 (TN-40) from the Matupá Intrusive Suite. a) upper intercept age of  $1,881 \pm 5$  Ma yielded by fifteen zircon crystals; b) inherited age of  $1,962 \pm 7$  Ma yielded by four zircon crystals.

#### VI. 4.3.2. Teles Pires Intrusive Suite

Two samples of the Teles Pires Intrusive Suite were selected for U-Pb analyses: syenogranite (TN-08) and monzogranite (TN-15). The population of magmatic zircon crystals from samples TN-08 and TN-15 (Figs. IV. 13a and 13b) consists of brown to light grey, short to elongated prisms that, in places, display oscillatory zoning and are fractured.

U-Pb analyses carried out for the syenogranite (TN-08) yielded an upper concordia intercept age of  $1,790 \pm 6$  Ma (Fig. IV. 13d) which is assigned to crystallization of the unit. Besides that age, other three older age groups were yielded by five inherited zircon grains from sample TN-08 (table 4): ca. 1,896 Ma (population 1), 1,881 Ma (population 2), and 1,859 Ma (population 3). A similar upper concordia intercept age of  $1,793 \pm 7$  Ma (Fig. IV. 1c) was calculated for the monzogranite (TN-15). Besides the crystallization age, an inherited age of  $1,847 \pm 10$  Ma was calculated as well (Fig. IV. 13f).





**Fig. IV. 133.** U-Pb concordia diagrams and BSE images of zircon crystals from the Teles Pires Intrusive Suite. a) and b) BSE images of magmatic zircon grains from the Teles Pires Intrusive Suite; c) BSE images of inherited zircon grains; d) upper concordia intercept age of  $1,790 \pm 6$  Ma yielded by twenty zircon crystals (TN-08); e) upper concordia intercept age of  $1,793 \pm 7$  Ma yielded by twenty-three zircon crystals (TN-15); f) inherited age of  $1,847 \pm 10$  Ma yielded by eight zircon crystals (TN-15).

## VI. 5. DISCUSSION

Geochemical analyses of rocks from the Matupá Intrusive Suite reveal some particularities for this unit. Granodiorite of facies 2 have chemical characteristics similar to that of magnesian and metaluminous granites (Frost et al. 2001), while syenogranite and monzogranite

of facies 1 are ferroan and slightly peraluminous. Besides that, the distribution pattern of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{TiO}_2$ , and  $\text{P}_2\text{O}_5$  for samples of facies 2 indicate that fractionation of plagioclase, hornblende, biotite, apatite, titanite, and magnetite took place. Facies 2 shows clear distinction from facies 1 in the way that the latter exhibits negative correlation for  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t$  and  $\text{K}_2\text{O}$  which indicates mineral fractionation of K-feldspar and plagioclase as well as iron-magnesium minerals, biotite and hornblende in minor proportion, and titanite.

Petrographic and geochemical characteristics of the Matupá Intrusive Suite reveal a calc-alkaline affinity typical of I-type granites formed in volcanic arc settings as indicated by the discriminant diagrams of Nachit et al. (1985) and Abdel-Rahman (1994) and Pearce et al. (1984) as well as by REE and multielemental diagrams. The results here obtained are in general similar to that of granites of the Matupá Intrusive Suite previously studied (Moura and Botelho, 2002; Souza et al., 2005; Silva and Abram, 2008; Silva et al., 2014). Such opposing characteristics for both facies imply at least two distinct parental magmas.

Harker diagrams for both lithotypes, syenogranite and monzogranite, display negative correlations for  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{CaO}$  which are indicative of crystallization of feldspar, whereas negative correlation for  $\text{FeO}_t$  is indicative of crystallization of biotite and/or amphiboles. The positive correlation of  $\text{K}_2\text{O}$  in syenogranites might be related to fractionation of K-feldspars. K enrichment is attributed to magmatic evolution in magmatic arc and post-collisional settings (Harris et al., 1986; Liégeois, 1998), however post-magmatic processes would be an alternative interpretation.

The enrichment of LREE over HREE are indicative of crustal component while pronounced negative Eu anomalies in syenogranitic rocks imply fractionation of feldspars during evolution of the granitic magmatism.

The Teles Pires Intrusive Suite share chemical characteristics with calc-alkaline mature arc magmatism. Therefore, syenogranite and monzogranite are petrographically and chemically distinct which implies a distinct parental magma as similarly interpreted for the Matupá Intrusive Suite.

### **Geochronology and regional and geotectonic implications**

Geochronological data here obtained for the Matupá Intrusive Suite suggest that magmatism took place between 1,859-1,881 Ma which is relatively older than the time period obtained by Bettencourt et al. (2016) (2,016; 1,870-1,860 Ma). The population of inherited ages that group around 1,900 Ma ( $1,893 \pm 6$  and  $1,902 \pm 11$  Ma) can be correlated with the Tropas Intrusive Suite (ages of ca. 1900 Ma) (Santos et al., 2000, 2004) whereas the ca. 1,960 zircon population ( $1,963 \pm 24$  and  $1,962 \pm 7$ ) can be ascribed to inheritance from granitic rocks of the Creporizão Intrusive Suite (ages of ca. 1,960 Ma) (Santos et al., 2000, 2004). Both units are part

of the Tapajós Domain (Tapajós-Parimá province) that sits in the southern section of the Amazonian (Amazon) Craton (Santos et al., 2006).

The ages obtained for the syenogranite ( $1,790 \pm 6$  Ma) and monzogranite ( $1,793 \pm 7$  Ma) of the Teles Pires Intrusive Suite are interpreted as their crystallization age. In the sample TN-08, the inherited zircon grain of ca. 1,896 Ma (010-ZR37) can be ascribed to the Tropas Intrusive Suite (Santos et al., 2000, 2004) while the inherited zircon grains of 1,881 Ma (049-ZR-66) and 1,882 Ma (021-ZR-14) can be correlated with the Parauari Intrusive Suite (ages of ca. 1,880 Ma; Santos et al., 2000, 2004). The age of 1,859 Ma, which is yielded by the grains 039-ZR59 and 050-ZR67 (TN-08), and the age of  $1,847 \pm 10$  Ma are attributed to granitic rocks of the Matupá Intrusive Suite. The presence of inherited zircon indicates that processes, such as crustal assimilation and/or contamination, might have played an important role in the magmatic evolution of these facies.

It is noteworthy that crustal assimilation and contamination by ascending magmas are common processes that might take place within magma chambers or within feeder dikes from magma chambers, as well as during the rise of magmas through the crust to the surface (Wilson 1989; Petford et al., 2000). Therefore, the U-Pb ages yielded by inherited zircon grains from the Teles Pires and Matupá intrusive suites represent separate pulses of an older Paleoproterozoic magmatism as recorded by the Peixoto de Azevedo Domain. This age variation can be either interpreted as reworking of ancient terranes of the magmatic arc successively agglutinated to the protocraton, i.e., Central Amazonian (Amazon) Province, which agrees with the petrological evolution proposed for the Alta Floresta Gold Province in the Tapajós-Parima Tectonic Province (Tassinari and Macambira, 2004; Santos et al., 2004; Souza et al., 2005; Santos et al., 2006; Silva and Abram, 2008).

## VI. 6. CONCLUSIONS

Geological, geochemical and geochronological data here presented allow us to conclude the following:

- The Teles Pires Intrusive Suite (1,790-1,793 Ma) encompasses syenogranitic to monzogranitic rocks previously mapped as Matupá Intrusive Suite.
- Rocks of the Teles Pires Intrusive Suite have calc-alkaline affinity of magmatic arc settings which implies a distinct parental magmatic evolution for syenogranite and monzogranite.
- The Matupá Intrusive Suite (1,859-1,881 Ma) has I-type calc-alkaline affinity of volcanic arc settings. Geochemical characteristics of facies 1 (syenogranite and monzogranite) and facies 2 (granodiorite) from the Matupá Intrusive Suite are indicative of magmatic evolution from at least two parental magmas for which assimilation and crustal contamination played an important role.



- Rock units mapped in the study area are attributed to the Matupá Intrusive Suite, Peixoto de Azevedo Domain, and to the Teles Pires Intrusive Suite, Juruena Domain, which is part of the Rondônia-Juruena Tectonic Province.

- The inherited zircon ages of ca. 1,960 Ma and 1,900 Ma, and ca. 1,896 Ma and 1,880 Ma from the Matupá and Teles Pires intrusive suites, respectively, reveal that crustal assimilation and/or contamination took place. These age groups are coherent with pre-existing rocks of the Creporizão Suite (Creporizão orogenic – ages of ca. 1,960 Ma), Tropas Intrusive Suite (Tropas orogenic - ages of ca. 1900 Ma), and Parauari Intrusive Suite (Parauari orogenic - ages of ca. 1,880 Ma), respectively, which are all part of the Tapajós Domain.

## VI. 7. ACKNOWLEDGEMENTS

We acknowledge the Coordination for the Improvement of Higher Education *Personnel* (CAPES) - Finance Code 001 and Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq – grant 426769/2016-3) for partial funding of field and laboratory work. Technical staff of the Geochronology and Petrography laboratories of the University of Brasília as well as logistical support provided by the Mining Company of the State of Mato Grosso (METAMAT) and Vale do Rio Peixoto *Prospectors Mining Cooperative* (COOGAVEPE) are also gratefully acknowledged here. The authors also thank Dr. J.O.S. Santos and two anonymous reviewers for the meaningful contribution to the improvement of this paper.

## VI. 8. REFERENCES

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>.
- Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., Nelson, B., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 2725–2744. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.11.024>.
- Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S, Barros, M.A.S., 2020. The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, Southern of Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102648. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102648>.
- Assis, R.R., Xavier R.P., Paes de Barros, A.J., Barbuena, D., Miguel-Jr, E., 2012. Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutônicas-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). *Braz. J. Geol.*, 42, 130-161. doi:[10.25249/0375-7536.2012421130161](https://doi.org/10.25249/0375-7536.2012421130161).
- Assis, R.R., Xavier, R.P., Paes de Barros, A.J, Barbuena, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile, Jr.A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S, Pinho, F., 2014. Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozoicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Eds.), 2014. *Metagenia das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Geological Survey of Brazil, Belo Horizonte, Brazil, 305-340.

- Barros, M.A.S, Chemale, Jr.F., Nardi, L.V.S., Lima, E.F., 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 27, 11-23. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.11.003>.
- Bettencourt, J.S., Juliani, C., Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Bastos Neto, A.C., Klein, E.L., Assis, R.R., Leite Jr., W.B., Moreto, C.P.N., Fernandes, C.M.D., Pereira, V.P., 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 22-49. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.014>.
- Botelho, N.F., Moura, M.A., 1998. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 427-438. doi:[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00026-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00026-1).
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G, 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40. doi:[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T).
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analyses of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 81, 99-114. doi:<https://doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011>.
- Carr, M.J., Gazel, E., 2016. Igpert software for modeling igneous processes: examples of application using the open educational version. *Mineralogy and Petrology*, 111, 283-289. doi:<https://doi.org/10.1007/s00710-016-0473-z>.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., 2000. The metallogenesis of South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of the South America*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, 755-334.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 392 p.
- Dezula, S.E.M., Barros, M.A.S, Pierosan, R., Santos, J.O.S., Assis, R.R., 2018. Granito Aragão – Suíte intrusiva Nhandú – um granito oxidado, tipo A2, de 1967 a 1964 Ma na Província Aurífera Alta Floresta – Cráton Amazônico. *Geologia USP, Série Científica*, 18, 3-20. doi:<https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-434>.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. The Geological Society, London, 19, 67-81.
- 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. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2003. GCDkit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, A186 (abstracts of the Goldschmidt Conference, Japan).

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

Leake, B.E., 1997. Nomenclature of Amphiboles: report of the subcommittee on Amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stenphenson, N.C.N., Whittaker, J.W., 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the international mineralogical association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine*, 68, 209–215. doi:<https://doi.org/10.1180/0026461046810182>.

Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post collisional magmatism. *Lithos*, 45, 15-17.

Ludwig, K.R., 2012. *Isoplot 3.75: a geochronological toolkit for Microsoft Excel User's Manual for Isoplot 3.75. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 5, 75 p.*

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643. doi:[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2).

Moreton, L.C., Martins, E.G., 2005. *Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Geological Survey of Brazil, scale 1:250.000, Brasília, Brazil, 68p.*

Moura, M.A., Botelho, N.F., 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro da Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT). *Braz. J. Geol.*, 32, 377-386. doi:[10.25249/0375-7536.2002323377386](https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002323377386). doi:[10.25249/0375-7536.2002323377386](https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002323377386).

Moura, M.A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kyser, T.K., 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101, 585-605.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition des biotites et typologie magmatique des granitoids. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, 301, 813-818.

Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1415-1420. doi:<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>.

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775. doi:[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5).

Oliveira, F.V., 2015. *Chronus: um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICPMS. Master's dissertation, University of Brasília, 107p.*

Paes de Barros, A.J., 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas.

Pearce, J.A., Earce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408, 669-673. doi:<https://doi.org/10.1038/35047000>.

Prado, E.S., Barros, M.A.S., Pinho, F.E.C., Pierosan, R., 2012. Granito Terra Nova — petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta - Cráton Amazônico. *Braz. J. Geol.*, 43, 101-116. doi:<http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-48892013000100009>.

Rizzotto, G.J., Alves, C.L., Rios, F.S, Barros, M.A.S, 2019. The western amazonia igneous belt. *J. S. Am. Earth Sci.*, 96, 102326. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102326>.

Santos, J.O.S., Hartman, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N., Fletcher, I.R., 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3, 453-488. doi:[https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3).

Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Moura, M.B., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36, 278–299. doi:<https://doi.org/10.1007/s001260100172>.

Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartman, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N. J., Fletcher, I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131, 73-109. doi:<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.002>.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton, N.J., 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Actas, 9, Belém, Brazil, CD-ROM.

Santos, F.S., Pierosan, R., Barros, M.A.S., Geraldés C.G., Lima M.F., 2019. Petrology of the Colíder Group volcanic successions in the northernmost Mato Grosso, Brazil: A contribution to the knowledge of the felsic volcanism of the Alta Floresta Gold Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 10-29. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.007>.

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

Silva, G.H., Leal, J.W.L., Montalvão, R.M.G., et al., 1980. Geologia. In: *Projeto Radambrasil, Folha SC.21 Juruena*. Rio de Janeiro, Brazil MME/DNPM, 21-116.

Silva, M.G., Abram, M.B., 2008. *Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Geological Survey of Brazil, Goiânia, Brazil, 212 p.

Silva, F.R., Barros, M.A.S., Pierosan, R., Pinho, F.E.C., Rocha, M.L.B.P., Vasconcelos, B.R., Dezula, S.E.M., Tavares, C., Rocha J., 2014. Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: Província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 433-455. doi:<https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030007>.

Souza, J.P., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C., 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Projeto Promin-Alta Floresta, Relatório Integrado. Geological Survey of Brazil, Brasília, Brazil, 164 p.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, 174-182. doi:<https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/004>.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (Eds.), 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, Brazil, 471-483.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.J.B., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31th International Geological Congress, 41-95.

Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107. doi:<http://dx.doi.org/10.1144/sjg18010049>.

Tischendorf, G., Rieder, M., Forster, H.-J., Gottesmann, B., Guidotti, CH.V., 2004. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Mineralogical Magazine*, 68, 649-667. doi:<https://doi.org/10.1180/0026461046840210>.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis* (10th Ed.). Dordrecht, Springer, 466p.

**ANEXOS - CAPÍTULO IV**

***PALEOPROTEROZOIC ARC MAGMATISM IN THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON, BRAZIL:  
CONSTRAINTS FROM GEOLOGY, GEOCHEMISTRY, AND GEOCHRONOLOGY OF GRANITIC  
ROCKS***

**Table IV. 1.** Mineral chemistry data of biotites from the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite.

Sample	Teles Pires Intrusive Suite																	
	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08				
Rock type	SYG							MZG										
Spot no.	TN-08_C bt 1	TN-08_E bt 1	TN-08_F bt 1	TN-08_F bt 2	TN-08_F bt 2	TN-08_F bt 2	TN-03_C bt 1.1 b	TN-03_C bt 1.1 b	TN-04_C bt 1	TN-04_C bt 1	TN-04_C bt 3	TN-04_C bt 4	TN-04_C bt 1.1	TN-04_C bt 1.2	TN-05_C bt 2	TN-05_C bt 2	TN-05_C bt 2	TN-05_C bt 1
SiO <sub>2</sub>	37.94	36.94	38.03	37.00	37.85	37.81	35.51	37.45	38.20	36.05	38.72	38.72	37.93	34.73	36.57	37.54	35.81	
TiO <sub>2</sub>	2.58	3.13	2.99	3.67	2.91	2.14	2.89	2.66	3.80	2.43	2.88	2.88	2.71	4.31	2.69	3.37	4.31	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.61	12.93	13.08	12.97	13.16	13.42	14.12	13.16	14.40	14.98	13.74	13.74	14.07	13.47	13.42	13.77	13.71	
FeO	18.81	18.36	18.11	17.42	18.29	16.81	19.86	17.79	19.20	18.09	18.27	18.27	18.49	22.85	18.82	19.10	21.58	
MnO	0.84	0.40	0.45	0.43	0.61	0.47	0.31	0.46	0.70	0.49	0.46	0.46	0.85	0.19	0.81	0.65	0.16	
MgO	12.33	12.42	13.04	12.36	13.49	13.30	12.90	13.61	11.24	11.45	13.19	13.19	12.26	9.90	12.58	11.00	11.09	
CaO	0.00	0.03	0.01	0.00	0.09	0.09	0.02	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	
Na <sub>2</sub> O	0.23	0.09	0.31	0.24	0.09	0.30	0.14	0.18	0.17	0.16	0.19	0.19	0.20	0.21	0.19	0.17	0.28	
K <sub>2</sub> O	9.60	9.42	9.29	9.39	8.71	9.13	7.98	8.62	9.45	9.43	9.40	9.40	9.52	8.97	9.37	9.60	9.21	
F	1.16	0.89	1.05	0.48	0.87	1.12	0.62	1.02	0.73	1.09	1.05	1.05	1.03	0.23	1.08	0.97	0.30	
Cl	0.02	0.09	0.04	0.08	0.07	0.05	0.08	0.05	0.07	0.04	0.08	0.08	0.06	0.11	0.01	0.10	0.11	
Total	97.11	94.69	96.40	94.04	96.13	94.66	94.42	95.05	97.99	94.26	98.03	98.03	97.11	95.00	95.52	96.26	96.63	

Formula based in 11 oxygen atoms

OH

F 0.28 0.22 0.26 0.12 0.21 0.28 0.15 0.25 0.17 0.27 0.25 0.25 0.25 0.06 0.27 0.24 0.07

Cl 0.00 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01

OH 1.71 1.77 1.74 1.87 1.78 1.72 1.84 1.74 1.82 1.72 1.72 1.74 1.74 1.74 1.73 1.75 1.91

ΣOH 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00 2.00

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 2/12)

Sample	Teles Pires Intrusive Suite																	
	SYG							MZG										
	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-08	TN-03	TN-03	TN-04	TN-04	TN-04	TN-05	TN-05	TN-05			
Rock type	TN-08_C bt 1	TN-08_E bt 1	TN-08_F bt 1	TN-08_F bt 2	TN-08_F bt 1	TN-08_F bt 1	TN-08_F bt 1.2	TN-03_B bt 2.1 c	TN-03_C bt 1.1 b	TN-04_C bt 1	TN-04_C bt 3	TN-04_C bt 4	TN-05_B1 bt 1.1	TN-05_B1 bt 1.2	TN-05_B1 bt 2	TN-05_B2 bt 2	TN-05 bt 1	
Spot no.																		
<b>T</b>																		
Si	2.91	2.90	2.92	2.88	2.90	2.94	2.94	2.77	2.90	2.88	2.85	2.92	2.90	2.74	2.86	2.90	2.76	
Al <sup>IV</sup>	1.09	1.10	1.08	1.12	1.10	1.06	1.06	1.23	1.10	1.12	1.15	1.08	1.10	1.25	1.14	1.10	1.24	
ΣT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	
<b>M</b>																		
Al <sup>VI</sup>	0.15	0.09	0.10	0.07	0.09	0.17	0.17	0.08	0.10	0.15	0.24	0.14	0.16	0.00	0.10	0.16	0.00	
Ti	0.15	0.18	0.17	0.21	0.17	0.12	0.12	0.17	0.16	0.21	0.14	0.16	0.16	0.26	0.16	0.20	0.25	
Mg	1.41	1.45	1.49	1.43	1.54	1.54	1.54	1.50	1.57	1.26	1.35	1.48	1.40	1.16	1.47	1.27	1.27	
Fe <sup>2+</sup>	1.21	1.20	1.16	1.13	1.17	1.09	1.09	1.30	1.15	1.21	1.19	1.15	1.18	1.51	1.23	1.24	1.39	
Mn	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.01	0.05	0.04	0.01	
ΣM	2.97	2.95	2.95	2.88	3.00	2.97	2.97	3.07	3.01	2.88	2.96	2.96	2.95	2.94	3.01	2.90	2.92	
<b>I</b>																		
Na	0.03	0.01	0.05	0.04	0.01	0.05	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	
K	0.94	0.94	0.91	0.93	0.85	0.91	0.91	0.80	0.85	0.91	0.95	0.90	0.93	0.90	0.94	0.95	0.90	
ΣI	0.97	0.95	0.95	0.97	0.86	0.95	0.95	0.82	0.88	0.93	0.97	0.93	0.96	0.93	0.96	0.97	0.95	

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.



**Table IV. 1.** (continued 3/12)

		Teles Pires Intrusive Suite																			
		MZG																			
Sample		TN-05	TN-05	TN-05	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-15	TN-15	TN-15	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20
Rock type		TN-05	TN-05	TN-05	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-15	TN-15	TN-15	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20
Spot no.		TN-05_B4 bt 1	TN-05_B4 bt 2	TN-05_B4 bt 5	TN14_A bt 1	TN14_A bt 4	TN-14_B bt 2	TN14_C bt 3	TN-15_A bt 1 c	TN-15_A bt 2 b	TN-15_C bt 2 b	TN-20_A bt 1.1	TN-20_A bt 1.2	TN-20_B bt 2.1c	TN-20_C bt 1.1	TN-20_C bt 1.2	TN-20_C bt 2.2	TN-20_C bt 3.1	TN-20_C bt 3.1	TN-20_C bt 3.1	TN-20_C bt 3.1
SiO <sub>2</sub>		35.67	37.48	36.49	35.98	39.21	36.98	35.91	37.28	36.93	36.40	38.62	38.62	35.08	37.12	38.49	35.40	38.30	38.30	38.30	38.30
TiO <sub>2</sub>		3.07	3.35	3.42	4.25	2.71	3.43	2.35	3.22	3.59	3.11	2.92	2.92	2.29	2.78	3.60	2.94	2.53	2.53	2.53	2.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		14.69	13.43	13.82	13.72	14.30	14.54	14.26	12.93	13.86	13.74	13.97	13.97	13.95	13.91	13.37	13.25	12.76	12.76	12.76	12.76
FeO		18.62	17.51	19.19	20.85	18.39	18.94	20.36	17.91	18.66	19.72	17.79	17.79	19.67	17.70	18.46	18.79	18.10	18.10	18.10	18.10
MnO		0.65	0.39	0.78	0.08	0.65	0.88	0.49	0.59	0.80	0.78	0.71	0.71	0.33	0.73	0.57	1.00	0.32	0.32	0.32	0.32
MgO		11.85	12.57	11.65	11.14	11.67	12.48	12.75	12.51	11.92	12.00	13.32	13.32	12.88	11.45	12.32	12.27	12.82	12.82	12.82	12.82
CaO		0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.05	0.04	0.00	0.01	0.05	0.05	0.03	0.03	0.08	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05
Na <sub>2</sub> O		0.17	0.17	0.16	0.13	0.14	0.16	0.15	0.19	0.20	0.14	0.15	0.15	0.13	0.14	0.16	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13
K <sub>2</sub> O		8.94	9.59	9.58	9.27	10.06	9.52	9.23	9.53	9.69	9.43	9.27	9.27	8.95	9.51	9.65	9.67	9.42	9.42	9.42	9.42
F		1.01	0.59	1.04	0.28	1.04	1.24	0.44	0.52	1.15	1.22	1.24	1.24	0.50	1.03	0.91	1.02	1.01	1.01	1.01	1.01
Cl		0.05	0.07	0.04	0.08	0.01	0.04	0.15	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07	0.15	0.04	0.06	0.03	0.26	0.26	0.26	0.26
Total		94.75	95.18	96.20	95.77	98.17	98.27	96.15	94.81	96.86	96.62	98.10	98.10	93.96	94.45	97.66	94.54	95.71	95.71	95.71	95.71
Formula based in 11 oxygen atoms																					
<b>OH</b>																					
F		0.25	0.14	0.26	0.07	0.25	0.30	0.11	0.13	0.28	0.30	0.30	0.30	0.13	0.26	0.22	0.26	0.25	0.25	0.25	0.25
Cl		0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03
OH		1.74	1.85	1.74	1.92	1.75	1.70	1.87	1.86	1.71	1.69	1.70	1.70	1.85	1.74	1.77	1.74	1.72	1.72	1.72	1.72
ΣOH		2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 4/12)

Sample Rock type	Teles Pires Intrusive Suite															
	TN-05	TN-05	TN-05	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-14	TN-15	TN-15	TN-15	TN-20	TN-20	TN-20	TN-20
Spot no.	TN-05_B4 bt 2	TN-05_B4 bt 5	TN-05_B4 bt 1	TN14_A bt 4	TN14_A bt 2	TN14_C bt 3	TN-15_A bt 1 c	TN-15_A bt 2 b	TN-20_A bt 1.1	TN-20_A bt 1.2	TN-20_B bt 2.1c	TN-20_C bt 1.1	TN-20_C bt 1.2	TN-20_C bt 2.2	TN-20_C bt 3.1	
<b>T</b>																
Si	2.88	2.84	2.80	2.95	2.81	2.78	2.89	2.85	2.84	2.91	2.77	2.91	2.91	2.81	2.97	
Al <sup>IV</sup>	1.12	1.16	1.20	1.05	1.19	1.22	1.11	1.15	1.16	1.09	1.23	1.09	1.09	1.19	1.03	
ΣT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
<b>M</b>																
Al <sup>VI</sup>	0.10	0.10	0.16	0.22	0.12	0.08	0.07	0.11	0.10	0.16	0.07	0.20	0.11	0.06	0.13	
Ti	0.19	0.20	0.18	0.15	0.20	0.14	0.19	0.21	0.18	0.17	0.14	0.16	0.20	0.18	0.15	
Mg	1.44	1.35	1.39	1.31	1.42	1.47	1.45	1.37	1.39	1.50	1.52	1.34	1.39	1.45	1.48	
Fe <sup>2+</sup>	1.13	1.25	1.22	1.16	1.21	1.32	1.16	1.21	1.29	1.12	1.30	1.16	1.17	1.25	1.17	
Mn	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.02	0.05	0.04	0.07	0.02	
ΣM	2.89	2.96	2.99	2.88	2.99	3.03	2.90	2.95	3.01	2.99	3.05	2.91	2.91	3.00	2.96	
<b>I</b>																
Na	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
K	0.94	0.95	0.89	0.97	0.92	0.91	0.94	0.95	0.94	0.89	0.90	0.95	0.93	0.98	0.93	
ΣI	0.97	0.97	0.92	0.99	0.95	0.93	0.97	0.98	0.96	0.91	0.92	0.97	0.96	1.00	0.95	

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 5/12)

Sample	Matupá Intrusive Suite															
	MZG - F1								SYG - F1							
	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-48	TN-53	TN-53	TN-53	TN-53	TN-53	TN-70	TN-70	TN-70	TN-70
Rock type	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-48	TN-53	TN-53	TN-53	TN-53	TN-53	TN-70	TN-70	TN-70	TN-70
Spot no.	TN-46_A bt 4	TN-46_B bt 2	TN-46_C bt 1	TN-46_C bt 2	TN-48_A bt 2	TN-48_B bt 1	TN-53_A bt 2	TN-53_B bt 1	TN-53_D bt 1	TN-53_D bt 4	TN-70_B bt 2	TN-70_B bt 3	TN-70_B bt 4	TN-70_D bt 1	TN-70_D bt 2	
SiO <sub>2</sub>	38.90	36.70	36.64	35.41	38.11	38.71	38.69	38.25	35.08	37.24	38.35	36.62	37.88	37.53	35.99	
TiO <sub>2</sub>	3.72	4.16	2.29	3.25	2.77	2.20	2.96	3.27	4.26	2.73	2.16	3.26	3.56	2.93	2.16	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.65	14.48	14.53	14.76	14.00	14.42	13.82	13.44	13.68	13.94	13.51	13.55	13.23	13.50	14.13	
FeO	18.16	19.02	18.97	19.62	17.63	16.54	17.21	17.57	21.41	18.27	17.48	19.00	17.96	17.91	18.35	
MnO	0.31	1.06	0.70	0.49	0.61	0.77	0.76	0.38	0.14	0.76	0.49	0.84	0.44	0.75	0.43	
MgO	12.81	11.62	11.09	11.62	11.60	13.68	13.32	13.10	10.74	11.82	12.82	11.34	12.20	11.86	12.94	
CaO	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.06	0.04	0.07	0.02	0.04	0.03	0.05	0.02	0.01	0.01	
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.11	0.09	0.12	0.10	0.10	0.31	0.23	0.08	0.08	0.22	0.20	0.20	0.33	0.25	
K <sub>2</sub> O	10.09	9.36	9.38	9.05	9.84	9.22	9.68	9.52	9.55	9.27	9.76	9.46	9.60	9.49	9.62	
F	0.97	1.12	0.88	1.13	1.20	2.49	1.32	1.11	0.12	1.11	1.14	0.97	0.55	1.17	0.55	
Cl	0.22	0.04	0.05	0.08	0.01	0.14	0.05	0.10	0.11	0.05	0.06	0.02	0.08	0.03	0.16	
Total	97.87	97.70	94.65	95.54	95.88	98.31	98.16	97.02	95.18	95.30	96.02	95.31	95.71	95.50	94.58	
Formula based in 11 oxygen atoms																
<b>OH</b>																
F	0.23	0.27	0.22	0.28	0.29	0.60	0.31	0.27	0.03	0.27	0.28	0.24	0.13	0.29	0.14	
Cl	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	
OH	1.74	1.72	1.78	1.71	1.70	1.38	1.68	1.72	1.96	1.72	1.71	1.76	1.86	1.71	1.84	
ΣOH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 6/12)

		<b>Matupá Intrusive Suite</b>																	
Sample	Rock type	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-46	TN-48	TN-53	TN-53	TN-53	TN-53	TN-53	TN-70	TN-70	TN-70	TN-70
		TN-46_A bt 2	TN-46_A bt 4	TN-46_B bt 2	TN-46_C bt 1	TN-46_C bt 2	TN-48_A bt 2	TN-48_B bt 1	TN-48_B bt 1	TN-53_A bt 2	TN-53_B bt 1	TN-53_D bt 1	TN-53_D bt 4	TN-70_B bt 2	TN-70_B bt 3	TN-70_B bt 4	TN-70_D bt 1	TN-70_D bt 2	
		<b>MZG - F1</b>																	
		<b>SYG - F1</b>																	
<b>T</b>																			
Si	2.95	2.89	2.81	2.88	2.78	2.95	2.97	2.92	2.92	2.91	2.74	2.90	2.96	2.87	2.90	2.92	2.81		
Al <sup>IV</sup>	1.05	1.11	1.19	1.12	1.22	1.05	1.03	1.08	1.08	1.09	1.26	1.10	1.04	1.13	1.10	1.08	1.19		
ΣT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00		
<b>M</b>																			
Al <sup>VI</sup>	0.08	0.14	0.11	0.22	0.14	0.22	0.28	0.15	0.15	0.12	0.00	0.18	0.18	0.12	0.10	0.16	0.11		
Ti	0.21	0.16	0.24	0.14	0.19	0.16	0.13	0.17	0.17	0.19	0.25	0.16	0.12	0.19	0.21	0.17	0.13		
Mg	1.45	1.47	1.32	1.30	1.36	1.34	1.57	1.50	1.49	1.49	1.25	1.37	1.47	1.32	1.39	1.38	1.51		
Fe <sup>2+</sup>	1.15	1.11	1.22	1.25	1.29	1.14	1.06	1.09	1.12	1.12	1.40	1.19	1.13	1.24	1.15	1.17	1.20		
Mn	0.02	0.03	0.07	0.05	0.03	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01	0.05	0.03	0.06	0.03	0.05	0.03		
ΣM	2.90	2.91	2.96	2.94	3.01	2.90	3.09	2.96	2.94	2.94	2.91	2.96	2.94	2.93	2.88	2.93	2.97		
<b>I</b>																			
Na	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.05	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04		
K	0.97	0.94	0.91	0.94	0.91	0.97	0.90	0.93	0.92	0.92	0.95	0.92	0.96	0.95	0.94	0.94	0.96		
ΣI	0.98	0.95	0.93	0.95	0.92	0.99	0.92	0.98	0.96	0.96	0.96	0.93	0.99	0.98	0.97	0.99	1.00		

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 7/12)

Sample	Matupá Intrusive Suite															
	TN-71	TN-71	TN-71	TN-71	TN-34B	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-37A	TN-37A
Rock type	SYG - F1															
Spot no.	TN-71_A bt 1.1 c	TN-71_A bt 2.2 b	TN-71_A bt 2.2 b	TN-71_B bt 2	TN-34B_A bt 2 c	TN-36A_A bt 1.2 b	TN-36A_B bt 2.2 b	TN-36A_C bt 1.2 b	TN-36A_D bt 1.1 c	TN-36A_E bt 1.1 c	TN-36A_E bt 1.2 b	TN-36A_E bt 2.1 c	TN-36A_E bt 2.2 b	TN-37A_A bt 2	TN-37A_B bt 1.2 b	
SiO <sub>2</sub>	37.22	37.79	36.45	39.01	38.96	37.87	37.07	36.38	38.58	37.49	36.24	37.72	35.50			
TiO <sub>2</sub>	3.74	2.86	3.03	2.44	2.42	3.06	3.01	3.00	2.26	2.61	3.27	3.13	2.27			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.73	12.15	14.22	13.20	13.22	13.90	13.64	14.20	12.96	14.08	13.59	13.04	14.05			
FeO	19.00	17.25	19.19	17.09	17.29	17.47	17.54	20.41	15.83	17.62	18.82	17.91	18.95			
MnO	0.57	2.11	0.84	0.41	0.37	0.66	0.39	0.75	0.67	0.63	0.70	0.38	0.34			
MgO	11.92	12.75	12.38	12.77	13.44	11.99	12.78	11.90	13.49	11.84	12.40	12.72	12.64			
CaO	0.01	0.04	0.03	0.09	0.08	0.07	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.00	0.07			
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.16	0.08	0.07	0.09	0.10	0.11	0.10	0.13	0.13	0.15	0.15	0.12			
K <sub>2</sub> O	9.52	9.55	9.70	9.77	9.72	9.49	9.53	9.58	9.46	10.12	9.55	9.25	9.57			
F	1.15	2.29	1.29	1.12	1.17	1.04	0.67	1.02	2.00	1.13	1.04	1.15	0.51			
Cl	0.04	0.01	0.04	0.22	0.21	0.08	0.07	0.09	0.09	0.04	0.04	0.07	0.15			
Total	96.99	96.96	97.26	96.18	96.97	95.72	94.81	97.42	95.56	95.72	95.79	95.51	94.16			
Formula based in 11 oxygen atoms																
<b>OH</b>																
F	0.28	0.57	0.31	0.27	0.28	0.25	0.16	0.25	0.50	0.28	0.26	0.28	0.13			
Cl	0.01	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02			
OH	1.72	1.43	1.68	1.70	1.69	1.74	1.83	1.74	1.49	1.72	1.74	1.71	1.85			
ΣOH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00			

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 8/12)

Sample	Matupá Intrusive Suite															
	TN-71	TN-71	TN-71	TN-34B	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-36A	TN-37A	TN-37A	
	TN-71_A_bt 1.1 c	TN-71_A_bt 2.2 b	TN-71_B_bt 2	TN-34B_A_bt 2 c	TN-36A_A_bt 1.2 b	TN-36A_B_bt 2.2 b	TN-36A_C_bt 1.2 b	TN-36A_D_bt 1.1 c	TN-36A_E_bt 1.1 c	TN-36A_E_bt 1.2 b	TN-36A_E_bt 2.1 c	TN-36A_E_bt 2.2 b	TN-36A_E_bt 2.2 b	TN-37A_A_bt 2	TN-37A_B_bt 1.2 b	
Spot no.	GND - F2															
Rock type	SYG - F1															
<b>T</b>																
Si	2.87	2.98	2.82	2.99	2.76	2.97	2.92	2.87	2.81	3.02	2.91	2.83	2.93	2.93	2.79	
Al <sup>IV</sup>	1.13	1.02	1.18	1.01	1.23	1.03	1.08	1.13	1.19	0.98	1.09	1.17	1.07	1.07	1.21	
ΣT	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
<b>M</b>																
Al <sup>VI</sup>	0.11	0.12	0.12	0.18	0.00	0.16	0.18	0.12	0.10	0.22	0.20	0.08	0.12	0.12	0.09	
Ti	0.22	0.17	0.18	0.14	0.25	0.14	0.18	0.18	0.17	0.13	0.15	0.19	0.18	0.18	0.13	
Mg	1.37	1.50	1.43	1.46	1.31	1.53	1.38	1.48	1.37	1.57	1.37	1.44	1.47	1.47	1.48	
Fe <sup>2+</sup>	1.22	1.14	1.24	1.10	1.36	1.10	1.13	1.14	1.32	1.04	1.14	1.23	1.16	1.16	1.25	
Mn	0.04	0.14	0.06	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	
ΣM	2.96	3.07	3.02	2.91	2.93	2.95	2.91	2.93	3.01	3.01	2.90	2.98	2.96	2.96	2.98	
<b>I</b>																
Na	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
K	0.94	0.96	0.96	0.96	0.92	0.95	0.93	0.94	0.94	0.95	1.00	0.95	0.92	0.92	0.96	
ΣI	0.95	0.99	0.97	0.97	0.94	0.96	0.95	0.96	0.96	0.96	1.02	0.97	0.94	0.94	0.98	

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 9/12)

		Matupá Intrusive Suite												
		GND - F2												
Sample		TN-38	TN-38	TN-38	TN-38	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	
Rock type		TN-38	TN-38	TN-38	TN-38	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	
Spot no.	TN-38_B_bt 1 C	TN-38_D bt 1.1 c	TN-38_D bt 1.2 b	TN-38_D bt 2	TN-40A_A bt 1.1 b	TN-40A_A bt 2.1 b	TN-40A_B bt 1.1 c	TN-40A_B bt 1.2 b	TN-40A_C bt 2.1 c	TN-40A_C bt 2.2 b	TN-40A_C bt 3	TN-40A_D bt 1.1 b	TN-40A_D bt 2.1 b	
SiO <sub>2</sub>	36.53	38.86	37.50	34.94	37.78	37.50	35.85	36.27	35.46	35.13	36.03	37.87	38.99	
TiO <sub>2</sub>	3.23	2.76	2.90	3.07	2.94	2.49	3.24	3.57	4.51	3.93	2.74	2.92	2.99	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.92	13.36	13.91	13.98	14.12	13.92	14.45	13.38	13.53	13.77	13.94	12.88	13.23	
FeO	18.01	17.21	18.45	19.73	18.73	18.32	18.76	18.98	20.38	22.85	18.83	17.56	18.06	
MnO	0.47	0.48	0.71	0.72	0.54	0.65	0.57	0.83	0.23	0.07	0.33	0.55	0.37	
MgO	13.26	13.12	12.51	11.59	11.45	13.05	11.19	11.59	10.97	10.80	12.72	12.96	12.94	
CaO	0.01	0.12	0.03	0.09	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06	
Na <sub>2</sub> O	0.24	0.18	0.12	0.10	0.11	0.14	0.13	0.16	0.10	0.19	0.14	0.20	0.22	
K <sub>2</sub> O	8.47	9.75	9.82	8.72	9.38	9.61	9.43	9.45	9.33	9.49	9.17	9.60	9.81	
F	0.88	1.15	1.14	0.92	0.91	1.25	1.25	1.10	0.12	0.20	0.55	1.19	1.18	
Cl	0.15	0.05	0.04	0.09	0.04	0.03	0.04	0.05	0.10	0.11	0.15	0.05	0.06	
Total	94.15	97.03	97.12	93.94	96.01	96.99	94.91	95.39	94.74	96.55	94.63	95.82	97.90	
Formula based in 11 oxygen atoms														
<b>OH</b>														
F	0.22	0.28	0.28	0.23	0.22	0.30	0.31	0.27	0.03	0.05	0.14	0.29	0.28	0.12
Cl	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
OH	1.76	1.72	1.72	1.76	1.77	1.69	1.68	1.72	1.96	1.94	1.84	1.70	1.71	1.87
ΣOH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 10/12)

		Matupá Intrusive Suite											
Sample		TN-38	TN-38	TN-38	TN-38	TN-38	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40	TN-40
Rock type													
Spot no.	TN-38_B_bt 1 C	TN-38_D_bt 1.1 c	TN-38_D_bt 1.2 b	TN-38_D_bt 2	TN-40A_A bt 1.1 b	TN-40A_A bt 2.1 b	TN-40A_B bt 1.1 c	TN-40A_B bt 1.2 b	TN-40A_C bt 2.1 c	TN-40A_C bt 2.2 b	TN-40A_C bt 3	TN-40A_D bt 1.1 b	TN-40A_D bt 2.1 b
<b>T</b>													
Si	2.87	2.95	2.88	2.78	2.91	2.88	2.83	2.85	2.76	2.73	2.81	2.93	2.95
Al <sup>IV</sup>	1.13	1.05	1.12	1.22	1.09	1.12	1.17	1.15	1.24	1.26	1.19	1.07	1.05
ΣT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.98	4.00	4.00	4.00
<b>M</b>													
Al <sup>VI</sup>	0.06	0.15	0.14	0.10	0.19	0.14	0.18	0.09	0.00	0.00	0.09	0.11	0.13
Ti	0.19	0.16	0.17	0.18	0.17	0.14	0.19	0.21	0.26	0.23	0.16	0.17	0.17
Mg	1.55	1.49	1.43	1.38	1.31	1.49	1.32	1.36	1.27	1.25	1.48	1.50	1.46
Fe <sup>2+</sup>	1.18	1.09	1.18	1.32	1.21	1.18	1.24	1.25	1.33	1.48	1.23	1.14	1.14
Mn	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.01	0.00	0.02	0.04	0.02
ΣM	3.02	2.92	2.97	3.02	2.92	3.00	2.97	2.96	2.88	2.96	2.99	2.95	2.92
<b>I</b>													
Na	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
K	0.85	0.95	0.96	0.89	0.92	0.94	0.95	0.95	0.93	0.94	0.91	0.95	0.95
ΣI	0.88	0.97	0.98	0.90	0.94	0.96	0.97	0.97	0.94	0.97	0.94	0.98	0.98

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.



**Table IV. 1.** (continued 11/12)

		Matupá Intrusive Suite												
Sample		TN-40	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-68	TN-68	TN-69	TN-69
Rock type														
Spot no.		TN-40A_E bt 4.1 b	TN-54_A bt 1	TN-54_C bt 1	TN-54_C bt 2	TN-54_C bt 3	TN-54_D bt 1.1	TN-54_E bt 3.2	TN-68_A bt 2	TN-68_B bt 1	TN-68_C bt 2	TN-69_B bt 1	TN-69_B bt 2	
		GND - F2												
SiO <sub>2</sub>	35.09	36.57	36.62	36.74	36.42	37.57	37.63	37.23	37.20	37.13	36.81	36.77	37.53	
TiO <sub>2</sub>	4.06	2.61	3.28	3.48	2.47	2.43	2.95	3.99	3.90	3.54	3.54	3.86	3.55	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.87	14.32	13.95	13.93	13.95	13.30	13.79	13.19	12.48	12.62	12.49	12.48	12.69	
FeO	20.53	18.62	19.96	18.92	18.99	18.60	17.83	17.47	17.27	17.48	16.99	18.35	18.29	
MnO	0.21	0.66	0.65	0.91	0.50	0.81	0.59	0.32	0.28	0.52	0.48	0.47	0.50	
MgO	10.67	12.21	11.90	11.46	12.71	12.37	11.74	12.83	13.22	13.14	13.67	13.01	12.81	
CaO	0.03	0.01	0.03	0.03	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.02	0.06	0.02	
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.12	0.15	0.16	0.16	0.21	0.07	0.20	0.09	0.12	0.12	0.11	0.13	
K <sub>2</sub> O	9.27	9.27	9.63	9.33	9.12	9.61	9.87	9.70	9.70	9.67	9.37	9.43	9.35	
F	0.17	1.09	1.01	1.01	0.46	1.02	1.23	0.63	0.60	0.67	0.59	0.71	0.66	
Cl	0.10	0.04	0.06	0.01	0.13	0.05	0.05	0.10	0.13	0.10	0.09	0.13	0.12	
Total	94.22	95.53	97.24	95.96	94.96	95.94	95.74	95.72	94.88	95.02	94.15	95.38	95.64	
Formula based in 11 oxygen atoms														
<b>OH</b>														
F	0.04	0.27	0.25	0.25	0.11	0.25	0.30	0.15	0.15	0.16	0.15	0.17	0.16	
Cl	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	
OH	1.94	1.73	1.75	1.75	1.87	1.74	1.69	1.83	1.83	1.82	1.84	1.81	1.82	
ΣOH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.

**Table IV. 1.** (continued 12/12)

		Matupá Intrusive Suite																			
Sample	TN-40	TN-40	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-54	TN-68	TN-68	TN-68	TN-68	TN-68	TN-69	TN-69	
Rock type	GND - F2																				
Spot no.	TN-40A_E_bt2.2 b	TN-40A_E_bt4.1 b	TN-54_A_bt1	TN-54_C_bt1	TN-54_C_bt2	TN-54_C_bt3	TN-54_D_bt1.1	TN-54_E_bt3.2	TN-68_A_bt2	TN-68_B_bt1	TN-68_C_bt2	TN-68_C_bt1	TN-68_B_bt2	TN-68_C_bt1	TN-68_B_bt1	TN-68_C_bt2	TN-68_C_bt1	TN-68_B_bt2	TN-69_B_bt1	TN-69_B_bt2	
<b>T</b>																					
Si	2.76	2.85	2.82	2.85	2.82	2.92	2.93	2.86	2.88	2.88	2.87	2.86	2.88	2.87	2.86	2.87	2.86	2.88	2.86	2.89	
Al <sup>IV</sup>	1.24	1.15	1.18	1.15	1.18	1.08	1.07	1.14	1.12	1.12	1.13	1.14	1.12	1.13	1.14	1.13	1.14	1.12	1.14	1.11	
ΣT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
<b>M</b>																					
Al <sup>VI</sup>	0.04	0.17	0.09	0.13	0.10	0.13	0.19	0.05	0.02	0.02	0.01	0.05	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.04	
Ti	0.24	0.15	0.19	0.20	0.14	0.14	0.17	0.23	0.23	0.23	0.21	0.23	0.23	0.21	0.23	0.21	0.23	0.21	0.23	0.21	
Mg	1.25	1.42	1.37	1.33	1.47	1.43	1.36	1.47	1.52	1.52	1.59	1.47	1.52	1.52	1.51	1.59	1.51	1.52	1.51	1.47	
Fe <sup>2+</sup>	1.35	1.21	1.29	1.23	1.23	1.21	1.16	1.12	1.12	1.12	1.11	1.12	1.12	1.11	1.19	1.11	1.19	1.13	1.19	1.18	
Mn	0.01	0.04	0.04	0.06	0.03	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
ΣM	2.89	3.00	2.98	2.94	2.98	2.96	2.92	2.90	2.90	2.90	2.95	2.90	2.90	2.95	2.96	2.95	2.96	2.93	2.96	2.93	
<b>I</b>																					
Na	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
K	0.93	0.92	0.95	0.92	0.90	0.95	0.98	0.95	0.96	0.96	0.93	0.95	0.96	0.93	0.96	0.93	0.96	0.96	0.93	0.92	
ΣI	0.96	0.94	0.97	0.95	0.93	0.98	0.99	0.98	0.97	0.97	0.95	0.98	0.97	0.95	0.97	0.95	0.97	0.97	0.95	0.94	

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – facies 1; F2 – facies 2.





**Table IV. 2.** (continued 3/4)

**Matupá Intrusive Suite**

Sample	TN-60	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-62	TN-62	TN-62	TN-62	TN-62	TN-66	TN-66	TN-70	TN-70	TN-70	TN-38	TN-38	TN-40	TN-54	TN-68
Rock type	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	GND	GND	GND	GND	GND
Spot no.	TN-60_A Anf 1	TN-61_B Anf 1	TN-61_A Anf 2	TN-61_E Anf 3	TN-61_E Anf 1	TN-61_C Anf 1	TN-62_C Anf 1	TN-62_C Anf 2	TN-62_C Anf 1	TN-62_B Anf 1	TN-66_C Anf 2	TN-66_C Anf 1	TN-70_C Anf 1	TN-70_D Anf 3	TN-38_A Anf 1	TN-38_B Anf 3	TN-40A_D Anf 1.1 c	TN-54_C Anf 1	TN-68_B Anf 1		
SiO <sub>2</sub>	45.96	45.77	45.54	48.39	44.27	47.91	47.20	46.51	46.82	47.54	46.71	46.80	45.82	44.86	47.49	49.78	46.10	47.08			48.50
TiO <sub>2</sub>	1.27	1.70	1.40	0.98	0.93	1.25	1.56	1.59	1.06	1.05	1.59	0.90	1.51	1.03	0.88	0.65	1.26	1.24			0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.18	7.26	7.82	6.01	7.03	6.33	6.67	7.03	6.40	6.88	6.79	5.22	6.23	7.11	5.28	4.68	7.53	6.43			5.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>calc.</sup>	1.25	6.86	8.36	4.39	7.33	6.20	7.23	8.21	6.93	7.27	5.47	3.69	4.04	8.95	5.51	5.35	6.35	3.73			5.77
FeO <sup>calc.</sup>	17.62	8.43	8.96	10.90	8.34	9.81	8.13	7.13	10.73	7.73	11.42	11.30	13.52	8.45	8.90	8.26	9.58	11.30			9.12
MnO	0.81	0.45	0.70	0.56	0.69	0.52	0.57	0.48	0.66	0.58	0.13	0.71	0.63	0.42	0.76	0.49	0.52	0.64			0.93
MgO	12.79	13.00	12.19	13.16	11.97	14.35	13.56	13.50	12.89	13.49	12.17	12.69	12.56	12.29	13.49	14.33	12.51	12.54			13.48
CaO	10.54	11.37	11.23	12.25	10.98	11.07	11.57	11.26	11.12	11.35	11.48	12.08	11.04	10.98	11.63	11.56	11.47	11.95			11.56
Na <sub>2</sub> O	1.52	1.20	1.31	1.10	1.10	1.25	1.03	1.21	1.11	1.22	0.99	0.97	1.32	1.21	1.05	0.93	1.13	1.12			1.01
K <sub>2</sub> O	0.78	0.90	0.84	0.82	0.74	0.72	0.68	0.73	0.62	0.55	0.73	0.58	0.92	0.77	0.58	0.57	0.81	0.68			0.55
Cl	0.05	0.07	0.10	0.12	0.10	0.08	0.08	0.08	0.11	0.12	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06	0.04			0.05
F	0.56	0.24	0.06	0.40	0.17	0.18	0.12	0.19	0.22	0.17	0.02	0.29	0.59	0.12	0.26	0.32	0.11	0.29			0.07
Total	99.33	97.25	98.51	99.07	93.65	99.65	98.38	97.90	98.66	97.94	97.53	95.29	98.23	96.26	95.86	96.96	97.40	97.05			97.39

Formula based on 22 oxygen atoms and average estimation of Fe<sup>3+</sup>

**OH**

OH 1.72 1.87 1.95 1.78 1.89 1.90 1.93 1.89 1.87 1.89 1.89 1.84 1.71 1.93 1.86 1.84 1.94 1.85 1.96

**Cl**

Cl 0.01 0.02 0.02 0.03 0.03 0.02 0.02 0.02 0.02 0.03 0.03 0.01 0.02 0.02 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01 0.01

**F**

F 0.27 0.11 0.03 0.19 0.08 0.08 0.05 0.05 0.09 0.10 0.08 0.01 0.14 0.28 0.06 0.13 0.15 0.05 0.14 0.03

**ΣOH**

ΣOH 2.00

**T**

T Si 6.87 6.83 6.75 7.10 6.87 6.95 6.93 6.86 6.91 7.00 7.00 7.13 6.89 6.79 7.15 7.35 6.86 7.04 7.16

**Al**

Al 1.09 1.17 1.25 0.90 1.13 1.05 1.07 1.14 1.09 1.00 1.00 0.87 1.10 1.21 0.85 0.65 1.14 0.96 0.84

**Ti**

Ti 0.05 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00

**ΣT**

ΣT 8.00

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite.

**Table IV. 2.** (continued 4/4)

<b>Matupá Intrusive Suite</b>																				
Sample	TN-60	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-61	TN-68						
Rock type	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	GND						
Spot no.	TN-60_A_Anf1	TN-61_A_Anf2	TN-61_A_Anf1	TN-61_E_Anf3	TN-61_E_Anf1	TN-61_A_Anf1	TN-61_C_Anf1	TN-62_C_Anf2	TN-62_C_Anf1	TN-62_B_Anf1	TN-66_C_Anf1	TN-66_C_Anf1	TN-70_C_Anf1	TN-70_D_Anf3	TN-38_A_Anf1	TN-38_B_Anf3	TN-40_A_D_Anf1	TN-54_C_Anf1	TN-68_B_Anf1	
<b>C</b>																				
Al	0.00	0.11	0.11	0.14	0.16	0.03	0.08	0.08	0.08	0.19	0.14	0.07	0.00	0.06	0.08	0.16	0.19	0.17	0.14	
Ti	0.10	0.19	0.16	0.11	0.11	0.14	0.17	0.18	0.18	0.12	0.18	0.10	0.17	0.12	0.10	0.07	0.14	0.14	0.08	
Fe <sup>3+</sup>	0.40	0.47	0.57	0.36	0.57	0.48	0.50	0.61	0.55	0.46	0.33	0.38	0.48	0.69	0.42	0.31	0.43	0.28	0.36	
Mg	2.85	2.89	2.69	2.88	2.77	3.10	2.97	2.84	2.97	2.96	2.70	2.88	2.82	2.77	3.03	3.15	2.78	2.80	2.97	
Fe <sup>2+</sup>	1.64	1.32	1.46	1.46	1.37	1.24	1.28	1.39	1.20	1.27	1.64	1.49	1.53	1.35	1.33	1.28	1.46	1.55	1.41	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.04	
ΣC	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
<b>B</b>																				
Mn	0.10	0.06	0.09	0.03	0.08	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07	0.02	0.01	0.08	0.05	0.06	0.06	0.07	0.04	0.08	
Fe <sup>2+</sup>	0.30	0.03	0.01	0.00	0.00	0.15	0.01	0.10	0.04	0.03	0.06	0.00	0.15	0.06	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	
Ca	1.60	1.82	1.78	1.93	1.83	1.72	1.82	1.76	1.78	1.79	1.83	1.97	1.77	1.78	1.87	1.83	1.83	1.92	1.83	
Na	0.00	0.10	0.12	0.04	0.09	0.06	0.10	0.05	0.12	0.11	0.09	0.01	0.00	0.11	0.07	0.09	0.09	0.05	0.09	
ΣB	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
<b>A</b>																				
Na	0.44	0.25	0.26	0.27	0.24	0.29	0.20	0.26	0.23	0.24	0.19	0.27	0.38	0.25	0.24	0.17	0.23	0.28	0.20	
Ca	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.15	0.17	0.16	0.15	0.15	0.13	0.13	0.14	0.14	0.10	0.14	0.11	0.18	0.15	0.11	0.11	0.15	0.13	0.10	
ΣA	0.67	0.42	0.42	0.42	0.38	0.42	0.32	0.37	0.37	0.34	0.33	0.38	0.57	0.40	0.35	0.28	0.39	0.41	0.30	

Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite.

**Table IV. 3.** Geochemical data from Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite. Major elements as wt. % and trace elements in ppm.

Rock	Teles Pires Intrusive Suite										Matupá Intrusive Suite					
	SYG					MZG					SYG-F1					
	TN-07	TN-08	TN-65	TN-66	TN-04	TN-05	TN-14	TN-15	TN-20	TN-19	TN-31	TN-35b	TN-43	TN-53	TN-59a	
SiO <sub>2</sub> (wt%)	78.11	74.62	74.81	74.69	70.69	71.96	71.43	71.3	72.65	77.39	77.16	75.27	75.11	74.8	75.23	
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.14	0.14	0.08	0.26	0.27	0.27	0.3	0.25	0.11	0.15	0.16	0.12	0.23	0.15	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.88	12.44	12.1	12.33	14.72	14.44	14.43	15.08	13.83	12.32	12.34	12.97	12.9	13.13	13.33	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.41	1.43	1.68	1.29	2.71	1.96	2.83	2.3	2.02	0.75	0.98	1.83	0.83	1.29	0.85	
MnO	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	
MgO	0.18	0.17	0.22	0.16	0.49	0.42	0.48	0.66	0.51	0.07	0.19	0.25	0.06	0.14	0.14	
CaO	0.5	0.4	0.45	0.33	1.6	1.6	1.61	2	1.42	0.31	0.38	0.51	0.35	0.37	0.34	
Na <sub>2</sub> O	3.81	3.66	3.84	3.82	4.01	3.87	3.96	4.15	3.31	3.92	3.81	3.92	4.05	4.05	3.57	
K <sub>2</sub> O	4.2	4.74	4.42	4.67	4.15	4.58	4.22	4.02	5.09	4.69	4.37	4.73	4.94	5.11	5.8	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.02	0.01	0.09	0.09	0.08	0.1	0.1	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02	
SrO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	
BaO	0.02	0.01	0.02	<0.01	0.17	0.15	0.16	0.18	0.12	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	0.07	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
LOI	0.24	0.3	0.35	0.39	0.67	0.61	0.55	0.65	0.57	0.64	0.52	0.38	0.52	0.49	0.52	
Sum	100.55	98.05	98.14	97.82	99.71	100.1	100.15	100.95	100.1	100.35	100.2	100.15	99.02	99.81	100.2	
Rb	111	116	116	170	126.5	139	130	110.5	125	88.9	94.1	106.5	149	215	155	
Ba	234	265	238	113.5	1385	1315	1330	1500	1115	207	227	337	189	176.5	401	
Nb	10.3	11.6	11.3	12.3	9.4	9	10.2	11.1	11.4	7.3	10.7	9.7	12.9	29.8	10.2	
Sr	43.6	45.6	40.8	20.3	453	414	417	474	331	37.1	49.6	56.1	32.6	28.2	51.7	
Zr	102	117	110	77	180	235	173	199	199	95	104	145	112	299	130	
U	2.01	2.5	2.84	2.62	2.38	1.25	1.84	2.93	3.94	1.24	1.59	1.99	1.63	8.08	2.78	
Th	8.79	11.3	10.7	8.75	11.45	9.31	9.48	12.65	13.95	7.63	5.33	13.5	8.3	30.3	15.6	
Pb	10	12	14	32	17	21	21	20	18	11	5	11	15	23	9	
Hf	3.3	3.6	3.4	3	5	5.5	4.9	5	5.1	2.5	3.3	4.2	3.5	9.9	4.7	

Eu/Eu, La/Yb, La/Sm and Gd/Yb ratios normalized to chondrite of Nakamura (1974). Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – fácies 1; F2 – fácies 2.

**Table IV. 3.** (continued 2/6)

Rock	Teles Pires Intrusive Suite										Matupá Intrusive Suite					
	SYG					MZG					SYG - F1					
	TN-07	TN-08	TN-65	TN-66		TN-04	TN-05	TN-14	TN-15	TN-20	TN-19	TN-31	TN-35b	TN-43	TN-53	TN-59a
Ga	18	17.6	16.8	19.7		19.3	20	19.6	21	18.9	15.5	15.3	17.4	17.6	24.5	18.7
Ge	<5	<5	<5	<5		<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Cr	40	580	30	20		<10	20	10	20	20	<10	20	20	<10	20	<10
Cs	0.75	0.49	1.21	0.91		1.27	1.19	1.06	1.43	2.19	0.39	1.19	0.56	1.13	1.4	1.4
Sn	1	2	1	2		1	1	1	1	1	1	2	1	1	2	1
Ta	0.8	0.9	0.8	0.9		0.9	0.9	0.9	1.2	1.2	1	1.4	0.8	1.2	2.3	1.2
V	16	10	17	12		33	29	30	35	35	8	11	17	12	15	9
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5		<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5		<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cu	1	4	1	1		4	4	9	6	3	2	4	1	1	1	3
Li	10	10	10	<10		20	20	20	20	20	10	<10	10	10	10	<10
Mo	<1	6	1	1		1	<1	1	<1	19	<1	1	<1	<1	1	1
Ni	<1	10	1	1		3	<1	2	3	2	3	<1	1	1	<1	<1
Sc	1	1	1	1		3	3	3	3	4	1	1	1	2	3	2
Zn	13	15	18	11		27	26	38	35	33	18	16	18	12	25	19
As	0.2	0.3	<0.1	0.1		<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	0.1
Bi	0.04	0.04	0.06	0.07		0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03
Hg	0.015	<0.005	0.014	0.007		0.006	<0.005	<0.005	0.04	0.05	<0.005	0.753	0.008	<0.005	<0.005	0.969
In	0.009	0.007	0.01	0.008		0.01	0.011	0.011	0.008	0.013	0.005	<0.005	0.007	0.008	0.013	0.012
Re	<0.001	0.001	<0.001	<0.001		<0.001	0.006	0.001	0.005	0.005	0.006	0.009	<0.001	0.006	0.006	0.01
Sb	<0.05	0.08	<0.05	<0.05		<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	<0.05
Sc	1	1	1	0.7		2.8	2.3	2.9	3.6	3.7	0.8	1.2	1	1.1	1.8	1.9
Se	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2		<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.2	<0.2	<0.2

Eu/Eu, La/Yb, La/Sm and Gd/Yb ratios normalized to chondrite of Nakamura (1974). Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – fácies 1; F2 – fácies 2.



**Table IV. 3.** (continued 3/6)

Rock	Teles Pires Intrusive Suite										Matupá Intrusive Suite													
	SYG	SYG	SYG	SYG	MZG	MZG	MZG	MZG	MZG	MZG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG				
Sample	TN-07	TN-08	TN-65	TN-66	SYG	MZG	TN-04	TN-05	MZG	TN-14	MZG	TN-15	MZG	TN-20	SYG	TN-19	SYG	TN-31	SYG	TN-35b	SYG	TN-43	SYG	TN-59a
Te	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01
Tl	0.02	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.1	0.05	0.05	0.13	0.13	0.09	0.09	0.11	0.09	0.09	0.11	0.02	0.02	0.07	0.07	0.09	0.17
S	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01
C	<0.01	0.03	0.03	0.08	0.08	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.01	0.01	0.06	0.03	0.03	0.06	0.05	0.05	0.02	0.02	0.04	0.03
La	30.3	26.5	44.7	21.1	21.1	38	38	43.5	39.1	39.1	45.4	45.4	34.5	34.5	15.8	47	15.8	49.5	41	41	57.2	57.2	87.9	53
Ce	59.4	55	97.2	37.6	37.6	75.7	75.7	81.7	77	77	88.2	88.2	66.6	66.6	49.5	53.8	49.5	82.2	82.2	82.2	92.9	92.9	109.5	106.5
Pr	6.13	5.94	10.25	4.78	4.78	7.8	7.8	8.67	7.97	7.97	9.72	9.72	7.09	7.09	4.57	10.4	4.57	8.98	8.98	8.98	12.65	12.65	16.65	9.12
Nd	18.7	18.9	32.4	14.5	14.5	28.6	28.6	28	28.8	28.8	33.3	33.3	23.3	23.3	17	37.9	17	28.7	28.7	28.7	43	43	54.3	30.3
Sm	3.06	3.29	5.71	2.43	2.43	4.75	4.75	3.79	3.79	4.62	5.31	5.31	3.45	3.45	3.53	7.42	3.53	4.66	4.66	4.66	7.77	7.77	9.71	4.51
Eu	0.33	0.35	0.46	0.23	0.23	0.88	0.88	0.95	0.85	0.85	1.1	1.1	0.9	0.9	0.24	0.45	0.24	0.55	0.55	0.55	0.4	0.4	0.75	0.64
Gd	2.41	3.15	4.4	2.38	2.38	3.35	3.35	3.06	3.33	3.33	5.04	5.04	2.86	2.86	3.45	6.94	3.45	4.38	4.38	4.38	4.53	4.53	8.83	3.29
Tb	0.37	0.46	0.64	0.3	0.3	0.45	0.45	0.42	0.47	0.47	0.67	0.67	0.4	0.4	0.55	1.04	0.55	0.62	0.62	0.62	0.65	0.65	1.35	0.45
Dy	2.12	2.74	3.58	1.91	1.91	2.84	2.84	2.33	2.69	2.69	3.74	3.74	2.36	2.36	3.32	6.35	3.32	3.31	3.31	3.31	3.85	3.85	7.48	2.5
Ho	0.41	0.6	0.7	0.33	0.33	0.53	0.53	0.48	0.55	0.55	0.71	0.71	0.53	0.53	0.7	1.24	0.7	0.71	0.71	0.71	0.75	0.75	1.64	0.5
Er	1.26	2.08	1.85	1.25	1.25	1.46	1.46	1.3	1.47	1.47	2.02	2.02	1.52	1.52	2.22	3.05	2.22	2.27	2.27	2.27	2.03	2.03	4.83	1.46
Tm	0.23	0.34	0.35	0.19	0.19	0.24	0.24	0.21	0.24	0.24	0.34	0.34	0.27	0.27	0.31	0.37	0.31	0.34	0.34	0.34	0.31	0.31	0.73	0.21
Yb	1.34	1.94	2.03	1.36	1.36	1.4	1.4	1.47	1.5	1.5	1.9	1.9	1.72	1.72	2.03	2.1	2.03	2.21	2.21	2.21	2.11	2.11	4.87	1.79
Lu	0.23	0.31	0.25	0.19	0.19	0.21	0.21	0.24	0.21	0.21	0.24	0.24	0.23	0.23	0.27	0.26	0.27	0.28	0.28	0.28	0.26	0.26	0.72	0.22
Y	12.5	24.6	22.4	12.3	12.3	13.9	13.9	13.8	14.8	14.8	22.9	22.9	14.6	14.6	22.4	36.6	22.4	28.4	28.4	28.4	23.1	23.1	48.3	14.8
Eu/Eu*	0.37	0.33	0.28	0.29	0.29	0.68	0.68	0.86	0.67	0.67	0.65	0.65	0.88	0.88	0.21	0.19	0.21	0.37	0.37	0.37	0.21	0.21	0.25	0.51
(La/Yb) <sub>N</sub>	15.12	9.13	14.72	10.37	10.37	18.15	18.15	19.79	17.43	17.43	15.98	15.98	13.41	13.41	5.20	14.97	5.20	12.41	12.41	12.41	18.13	18.13	12.07	19.80
(La/Sm) <sub>N</sub>	6.11	4.97	4.83	5.36	5.36	4.94	4.94	7.08	5.22	5.22	5.28	5.28	6.17	6.17	2.76	3.91	2.76	5.43	5.43	5.43	4.54	4.54	5.59	7.25
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.43	1.29	1.73	1.39	1.39	1.91	1.91	1.66	1.77	1.77	2.11	2.11	1.33	1.33	1.35	2.63	1.35	1.58	1.58	1.58	1.71	1.71	1.45	1.47

Eu/Eu, La/Yb, La/Sm and Gd/Yb ratios normalized to chondrite of Nakamura (1974). Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – fácies 1; F2 – fácies 2.

**Table IV. 3.** (continued 4/6)

Rock	Matupá Intrusive Suite													
	SYG - F1					MZG - F1		GND - F2						
Sample	TN-60	TN-61	TN-62	TN-70	TN-77	TN-48	TN-34b	TN-36a	TN-37a	TN-38	TN-40	TN-54	TN-68	TN-69
SiO <sub>2</sub> (Wt%)	76.18	73.81	76.19	75.89	73.19	71.39	65.77	66.71	68.04	67.82	69.43	66.31	68.35	67.45
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.14	0.17	0.10	0.21	0.37	0.41	0.35	0.45	0.44	0.26	0.43	0.36	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.44	12.54	12.39	12.42	13.24	13.74	16.35	15.78	15	15.07	14.65	16.66	15.51	15.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.42	1.68	1.54	1.53	1.73	2.8	3.43	3.72	3.79	3.36	2.87	3.56	3.48	3.85
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.06	0.08	0.06	0.07	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07
MgO	0.10	0.28	0.11	0.09	0.16	0.47	1.78	1.24	1.21	1.24	0.82	1.46	1.06	1.18
CaO	0.27	0.55	0.38	0.22	0.46	1.04	3.81	3.26	2.7	2.6	2.49	3.5	2.74	2.83
Na <sub>2</sub> O	4.03	3.96	3.95	3.96	4.07	3.7	4.46	4.31	4.06	3.97	3.95	4.37	4.16	4.03
K <sub>2</sub> O	4.65	4.72	4.52	4.63	5.31	5.01	2.6	3.04	3.43	3.78	3.24	2.84	3.50	3.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.1	0.16	0.14	0.15	0.16	0.1	0.14	0.13	0.14
SrO	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.1	0.09	0.05	0.05	0.07	0.08	0.06	0.06
BaO	0.03	0.01	0.03	<0.01	0.04	0.11	0.14	0.17	0.08	0.1	0.1	0.14	0.10	0.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	0.3	0.6	0.4	0.2	0.4	0.5	0.84	0.53	0.66	0.97	0.5	0.99	0.7	0.6
Sum	99.62	98.41	99.76	99.14	98.96	99.4	100.15	99.47	99.78	99.69	98.56	100.75	100.20	99.34
Rb	89.1	69.9	61.6	193.5	208	168	78.2	80.1	116	140.5	90.1	82.7	125	136.5
Ba	169	148.5	155.5	109	243	860	1280	1545	693	949	1010	1445	817	967
Nb	9.2	9	8.8	22	22	16.3	8.4	8.1	16.3	13.4	7.7	8	10	12.2
Sr	26.5	29.2	26.3	17.2	34.8	165.5	907	823	446	504	614	743	529	535
Zr	90	116	142	109	235	285	131	150	210	195	136	152	199	215
U	1.77	1.06	1.3	3.64	5.76	4.45	2.14	1.36	4.6	3.18	1.99	1.67	2.05	3.25
Th	7.74	6.13	6.11	21.7	32.1	18.55	5.55	6.68	18.75	18.3	9.66	7.27	11.9	15.85
Pb	13	13	13	12	18	20	3	9	18	18	14	9	13	17
Hf	2.7	3	4.2	4.4	7.7	7.9	3.6	3.8	5.7	5.1	3.5	3.8	4.6	5.4

Eu/Eu, La/Yb, La/Sm and Gd/Yb ratios normalized to chondrite of Nakamura (1974). Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – fácies 1; F2 – fácies 2.

**Table IV. 3.** (continued 5/6)

Rock	Matupá Intrusive Suite													
	SYG - F1					MZG - F1				GND - F2				
	TN-60	TN-61	TN-62	TN-70	TN-77	TN-48	TN-34b	TN-36a	TN-37a	TN-38	TN-40	TN-54	TN-68	TN-69
Ga	16	16.3	15.1	19.2	21	19.6	20.1	21.2	19.9	18.6	19.3	21.7	18.1	19.7
Ge	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Cr	<10	20	<10	30	<10	<10	80	40	40	20	40	20	10	20
Cs	0.78	0.53	0.45	1.07	1.04	1.51	1.23	1.1	1.36	1.49	1.53	1.42	1.61	2.35
Sn	1	1	1	1	2	2	2	1	2	2	1	1	1	2
Ta	0.7	0.7	0.8	1.6	1.5	1	0.8	0.6	1.2	1.2	0.6	0.6	0.7	1.1
V	10	12	12	16	13	28	62	58	62	63	46	61	54	61
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cu	2	1	1	1	2	6	2	3	10	13	3	3	6	8
Li	<10	<10	<10	<10	<10	10	10	20	20	10	20	10	20	20
Mo	2	<1	1	1	1	3	<1	<1	1	<1	<1	1	<1	<1
Ni	<1	1	3	<1	1	2	19	8	9	9	7	10	9	12
Sc	1	1	1	1	3	5	7	4	5	5	3	5	5	5
Zn	15	10	13	10	21	44	42	31	39	33	31	40	30	34
As	0.1	0.2	<0.1	0.3	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1	0.2	<0.1	0.1	0.2
Bi	0.02	0.03	0.01	0.06	0.05	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
Hg	0.011	<0.005	0.012	0.005	<0.005	0.018	0.701	0.008	0.014	0.024	<0.005	0.503	0.008	<0.005
In	0.005	0.005	0.005	0.007	0.021	0.022	0.008	0.008	0.011	0.007	0.007	0.009	0.01	0.007
Re	0.001	<0.001	0.001	<0.001	0.001	0.001	0.007	<0.001	<0.001	0.004	<0.001	0.005	<0.001	<0.001
Sb	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05
Se	0.7	0.8	0.7	1	2.3	3.4	2.7	2.1	2.6	1.8	1.8	3.1	2.4	2.4
Te	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.2	0.3	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2

Eu/Eu, La/Yb, La/Sm and Gd/Yb ratios normalized to chondrite of Nakamura (1974). Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – fácies 1; F2 – fácies 2.

**Table IV. 3.** (continued 6/6)

Rock	Matupá Intrusive Suite																
	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	SYG	MZG	GND	TN-34b	TN-36a	TN-37a	GND	TN-40	TN-54	GND	TN-68	GND
Sample	TN-60	TN-61	SYG	TN-62	TN-70	TN-77	TN-48	GND	TN-34b	TN-36a	TN-37a	GND	TN-40	TN-54	GND	TN-68	GND
Te	0.01	<0.01	SYG	<0.01	<0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Tl	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	0.04	0.03	0.09	0.1	0.18	0.1	0.09	0.1	0.07	0.15	0.11	0.11	0.14
S	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
C	0.02	0.13	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.07	0.01	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
La	41.6	42.6	85.6	68.1	28.4	85.6	69.9	33.3	26.3	33.3	50.5	38.7	33.4	37.8	35.5	35.5	35.1
Ce	79.3	67.3	114.5	75.9	58.9	114.5	130	62.7	54.7	62.7	81.7	78.8	53.2	61.4	67.9	67.9	68.5
Pr	8.66	10.6	16.15	15.5	5.97	16.15	13.25	6.61	6.34	6.61	10.1	8.07	6.05	6.35	6.76	6.76	7.27
Nd	30.8	37.2	56.4	59	17.7	56.4	45.7	22	23.7	22	32.1	27.5	19.2	23.6	23.3	23.3	26.2
Sm	6.07	7.33	10.1	13.15	3.1	10.1	7.18	3.35	3.89	3.35	5.05	4.7	3.02	3.75	3.83	3.83	4.53
Eu	0.29	0.41	0.64	0.85	0.34	0.64	0.9	0.93	0.99	0.93	1.27	0.86	0.78	0.96	0.76	0.76	0.8
Gd	3.75	6.8	8.92	11.2	2.7	8.92	5.15	2.7	3.56	2.7	4.83	3.59	2.4	3.23	2.73	2.73	3.06
Tb	0.58	1.07	1.35	1.7	0.43	1.35	0.78	0.38	0.48	0.38	0.66	0.49	0.33	0.42	0.37	0.37	0.44
Dy	3.28	5.62	8.67	9.44	2.39	8.67	4.42	2	2.35	2	3.37	2.49	1.64	2.09	2.3	2.3	2.59
Ho	0.56	1.03	2.08	1.79	0.48	2.08	0.94	0.34	0.45	0.34	0.69	0.47	0.33	0.42	0.4	0.4	0.5
Er	1.39	2.75	6.03	4.67	1.63	6.03	2.53	1.08	1.35	1.08	1.8	1.62	0.82	1.13	1.2	1.2	1.37
Tm	0.19	0.36	0.9	0.57	0.3	0.9	0.4	0.16	0.18	0.16	0.3	0.23	0.17	0.17	0.19	0.19	0.22
Yb	1.29	2.02	5.82	3	2.19	5.82	2.47	1.03	1.13	1.03	1.99	1.53	0.82	1.16	1.27	1.27	1.44
Lu	0.16	0.24	0.88	0.36	0.31	0.88	0.35	0.14	0.17	0.14	0.25	0.23	0.18	0.16	0.19	0.19	0.2
Y	16.3	30.7	67.9	53.7	15.7	67.9	24.6	10.6	12.4	10.6	23.1	14.1	9.6	12.7	12.4	12.4	15
Eu/Eu*	0.19	0.18	0.21	0.22	0.36	0.21	0.45	0.95	0.82	0.95	0.79	0.64	0.89	0.85	0.72	0.72	0.66
(La/Yb) <sub>N</sub>	21.56	14.10	9.84	15.18	8.67	9.84	18.92	21.62	15.56	21.62	16.97	16.91	27.24	21.79	18.69	18.69	16.30
(La/Sm) <sub>N</sub>	4.23	3.59	5.23	3.20	5.65	5.23	6.01	6.13	4.17	6.13	6.17	5.08	6.82	6.22	5.72	5.72	4.78
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.32	2.68	1.22	2.98	0.98	1.22	1.66	2.09	2.51	2.09	1.93	1.87	2.33	2.22	1.71	1.71	1.69

Eu/Eu, La/Yb, La/Sm and Gd/Yb ratios normalized to chondrite of Nakamura (1974). Abbreviations: GND – granodiorite; MZG – monzogranite; SYG – syenogranite; F1 – fácies 1; F2 – fácies 2.

**Table IV. 4. U-Th-Pb LA-ICP-MS analytical results.**

Spot/zircon	<sup>206</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 σ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 σ (%)	r	Apparent ages (Ma)				Disc. (%)		
												Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ (Ma)		Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 σ (Ma)
<b>Isotopic ratios from zircons of Teles Pires Intrusive Suite - syenogranite (TN-08)</b>																		
									Magmatic grains (1790 ± 6 Ma)									
004-ZR1	172	0.63	348726	39	0.11004	0.46	5.25250	0.89	0.34615	0.67	0.75	1800	17	1916	22	1861	15	-6.4
009-ZR4	54	0.88	435974	30	0.10909	1.01	5.19804	1.37	0.34556	0.85	0.62	1784	36	1913	28	1852	23	-7.2
010-ZR5	40	0.54	268725	48	0.10880	0.84	5.11598	1.27	0.34099	0.88	0.69	1780	30	1891	29	1839	21	-6.3
013-ZR38	77	0.70	38730	48	0.11015	1.10	5.04575	1.79	0.33220	1.37	0.76	1802	40	1849	44	1827	30	-2.6
015-ZR40	105	0.70	46668	72	0.10946	0.75	4.98349	1.53	0.33017	1.28	0.84	1790	27	1839	41	1817	26	-2.7
016-ZR41	527	0.43	3365	8	0.11124	1.08	4.92738	2.45	0.32124	2.17	0.88	1820	39	1796	68	1807	41	1.3
019-ZR12	31	0.70	99137	28	0.10966	0.74	4.88122	1.47	0.32282	1.21	0.83	1794	27	1803	38	1799	25	-0.5
022-ZR15	22	0.77	912645	23	0.10927	1.09	4.94712	1.49	0.32834	0.94	0.63	1830	40	1830	30	1810	25	-2.4
026-ZR16	104	1.17	834380	42	0.10858	0.82	4.99979	1.22	0.33392	0.82	0.67	1776	30	1857	27	1819	21	-4.6
026-ZR48	135	0.70	17770	24	0.10945	0.64	5.01638	1.55	0.33237	1.37	0.88	1790	23	1850	44	1822	26	-3.3
029-ZR19	8	0.97	119199	14	0.11082	0.92	4.90460	1.43	0.32095	1.03	0.72	1813	33	1794	32	1803	24	1.0
031-ZR21	23	0.74	921894	27	0.10810	0.58	5.13800	1.19	0.34469	0.97	0.82	1768	21	1909	32	1842	20	-8.0
032-ZR22	14	0.54	373899	17	0.10876	0.61	4.92333	1.03	0.32828	0.75	0.72	1779	22	1830	24	1806	17	-2.9
035-ZR23	310	0.54	8913	14	0.10928	0.54	5.19062	1.10	0.34446	0.89	0.80	1787	20	1908	29	1851	19	-6.7
035-ZR55	94	0.63	66505	53	0.11006	0.79	4.94897	1.30	0.32609	0.97	0.74	1800	29	1819	31	1811	22	-1.1
037-ZR25	5	0.83	132179	10	0.10948	0.69	4.81432	1.50	0.31890	1.28	0.85	1791	25	1784	40	1787	25	0.4
039-ZR27	35	1.20	6291941	91	0.10797	0.95	5.22236	1.27	0.35078	0.76	0.60	1765	34	1938	25	1856	21	-9.8
040-ZR28	7	0.96	237733	11	0.10984	0.49	5.00402	1.10	0.33038	0.91	0.83	1797	18	1840	29	1820	19	-2.4
041-ZR29	9	1.13	132196	10	0.11098	0.76	4.82089	1.20	0.31504	0.86	0.71	1815	27	1765	26	1789	20	2.8
042-ZR30	117	0.69	143186	77	0.10891	0.59	5.21826	1.12	0.34747	0.88	0.79	1781	21	1923	29	1856	19	-7.9
									Inherited grains (Matupá age)									
039-ZR59	253	0.37	2703	7	0.11365	1.24	4.39540	1.86	0.28048	1.34	0.72	1859	45	1594	38	1711	31	14.2
050-ZR67	286	0.47	2780	4	0.11365	1.35	4.67710	2.16	0.29844	1.64	0.76	1859	48	1684	49	1763	36	9.4
									Inherited grains (Parauari age)									
021-ZR14	263	0.44	1868	6	0.11509	1.24	3.53458	4.02	0.22272	3.81	0.95	1881	44	1296	89	1535	63	31.1
049-ZR66	110	0.55	4309	7	0.11514	1.17	4.07579	3.16	0.25671	2.91	0.92	1882	42	1473	76	1649	51	21.7
									Inherited grain (Tropas age)									
010-ZR37	397	0.43	1643	4	0.11600	0.97	3.74306	3.51	0.23400	3.35	0.96	1896	35	1355	82	1581	55	28.5

**Table IV. 4. (continued 2/7)**

Spot/zircon	$^{206}\text{Pb}$ (cps)	Th/U	Ratio $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		Ratio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Ratio $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		Ratio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$\tau$	Apparent ages (Ma)				Disc. (%)	
			1 $\sigma$ (%)	Ratio	1 $\sigma$ (%)	Ratio	1 $\sigma$ (%)	Ratio	1 $\sigma$ (%)	Ratio		2 $\sigma$ (Ma)	Age $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$ (Ma)	Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		2 $\sigma$ (Ma)
<b>Isotopic ratios from zircons of Teles Pires Intrusive Suite - syenogranite (TN-08)</b>																	
012-ZR7	204	0.51	58	0.10799	0.84	5.53081	2.07	0.37144	1.86	0.90	1766	30	2036	65	1905	35	-15.3
015-ZR8	90	0.83	44	0.11248	0.57	3.37236	2.92	0.21743	2.84	0.97	1840	21	1268	65	1498	45	31.1
018-ZR43	417	0.41	3	0.11391	0.51	4.90186	1.14	0.31207	0.95	0.83	1863	18	1751	29	1803	19	6.0
030-ZR20	12	0.87	16	0.11105	0.63	3.88239	1.45	0.25354	1.25	0.86	1817	23	1457	33	1610	23	19.8
030-ZR52	18	0.74	22	0.10752	1.11	4.79858	1.64	0.32365	1.15	0.70	1758	40	1808	36	1785	27	-2.8
038-ZR58	9	0.67	15	0.11151	1.48	4.66000	2.11	0.30308	1.46	0.69	1824	53	1707	44	1760	35	6.4
045-ZR62	229	0.57	47	0.11636	0.77	5.16112	1.49	0.32167	1.23	0.82	1901	27	1798	38	1846	25	5.4
047-ZR64	29	0.52	27	0.11218	1.10	4.18716	2.16	0.27070	1.82	0.84	1835	40	1544	50	1672	35	15.8

**Table IV. 4.** (continued 3/7)

Spot/zircon	<sup>204</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 σ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 σ (%)	r	Apparent ages (Ma)				Disc. (%)		
												Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ (Ma)		Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 σ (Ma)
<b>Isotopic ratios from zircons of Teles Pires Intrusive Suite - monzogranite (TN-15)</b>																		
Magmatic grains (1793 ± 7 Ma)																		
004-ZR1N	16	1.20	38981	17	0.10984	1.44	5.21007	3.33	0.34400	2.98	0.89	1797	52	1906	98	1854	56	-6.1
004-ZR30	41	0.37	137563	27	0.11042	0.49	4.77600	1.04	0.31370	0.84	0.81	1806	18	1759	26	1781	17	2.6
007-ZR3	28	0.95	622313	25	0.10839	0.64	5.06073	1.03	0.33859	0.72	0.70	1773	23	1880	23	1830	17	-6.1
008-ZR4	13	0.99	172695	23	0.10943	0.72	4.92212	1.42	0.32621	1.17	0.82	1790	26	1820	37	1806	24	-1.7
009-ZR34	7	0.86	277894	16	0.11000	0.56	5.04200	1.12	0.33240	0.89	0.80	1799	20	1850	29	1826	19	-2.8
009-ZR5	80	0.59	104558	36	0.10906	0.75	5.08704	1.46	0.33828	1.19	0.82	1784	27	1878	39	1834	25	-5.3
010-ZR6	30	0.62	179196	27	0.10840	0.59	5.03172	1.17	0.33663	0.94	0.80	1773	21	1870	30	1825	20	-5.5
014-ZR8	29	0.11	951541	29	0.10781	0.46	5.18681	0.93	0.34889	0.72	0.77	1763	17	1929	24	1850	16	-9.4
015-ZR9	408	0.70	6135	8	0.10918	0.67	5.16762	1.11	0.34327	0.81	0.73	1786	24	1902	27	1847	19	-6.5
016-ZR10	23	1.72	84936	27	0.10955	0.71	4.99315	1.21	0.33055	0.90	0.75	1792	26	1841	29	1818	20	-2.7
017-ZR11	24	0.67	124803	26	0.10953	0.42	4.61342	1.04	0.30545	0.87	0.84	1792	15	1718	26	1752	17	4.1
020-ZR14	8	1.67	199767	11	0.10997	0.62	5.14354	1.03	0.33920	0.74	0.71	1799	22	1883	24	1843	17	-4.7
024-ZR15	40	1.44	8664370	101	0.11029	0.87	4.72350	1.58	0.31060	1.26	0.80	1804	32	1744	38	1771	26	3.4
026-ZR17	55	1.71	52812	42	0.10959	0.71	5.16819	1.14	0.34200	0.81	0.71	1793	26	1896	27	1847	19	-5.8
027-ZR18	32	0.74	754009	37	0.10831	0.96	5.28833	1.26	0.35410	0.72	0.57	1771	35	1954	24	1867	21	-10.3
033-ZR22	21	1.19	92682	23	0.11032	1.47	4.72247	1.82	0.31043	1.00	0.55	1805	53	1743	30	1771	30	3.4
037-ZR26	150	0.38	53695	62	0.11105	1.17	4.56293	2.31	0.29798	1.96	0.85	1817	42	1681	58	1743	38	7.5
037-ZR54	55	0.25	89353	44	0.10969	0.71	5.19100	1.43	0.34320	1.18	0.83	1794	26	1902	39	1851	24	-6.0
038-ZR55	51	1.48	35757	39	0.11075	0.68	4.73800	1.49	0.31020	1.27	0.85	1812	25	1742	39	1774	25	3.9
040-ZR29	42	1.16	87789	35	0.11022	0.64	5.15617	1.10	0.33925	0.82	0.74	1803	23	1883	27	1845	19	-4.4
045-ZR59	33	0.38	22993	38	0.11029	1.28	4.48000	2.02	0.29460	1.52	0.75	1804	46	1664	44	1727	33	7.8
046-ZR60	30	1.46	40842	26	0.11092	0.64	4.43200	1.21	0.28980	0.96	0.79	1815	23	1640	28	1718	20	9.6
048-ZR62	25	1.05	45613	28	0.11103	0.85	4.37000	2.32	0.28540	2.12	0.92	1816	31	1619	61	1707	38	10.9
Inherited grains (1847 ± 10 Ma)																		
005-ZR1B	174	0.52	4323	9	0.11270	0.92	4.37337	1.65	0.28143	1.32	0.80	1843	33	1599	37	1707	27	13.3
005-ZR31	44	0.38	25292	44	0.11198	1.08	3.42300	4.08	0.22170	3.92	0.96	1832	39	1291	91	1510	63	29.5
006-ZR32	248	0.38	2637	3	0.11314	0.60	4.22700	1.37	0.27100	1.17	0.86	1850	21	1546	32	1679	22	16.5
015-ZR38	302	0.32	4253	19	0.11293	0.78	5.20600	1.40	0.33430	1.11	0.79	1847	28	1859	36	1854	24	-0.7
016-ZR39	108	0.76	3308	9	0.11252	0.65	3.91000	2.00	0.25200	1.85	0.93	1841	23	1449	48	1616	32	21.3
019-ZR42N	43	0.19	310601	30	0.11404	0.61	5.21300	1.25	0.33150	1.03	0.82	1865	22	1846	33	1855	21	1.0
027-ZR46	35	0.34	36688	34	0.11181	0.60	3.99000	2.02	0.25880	1.89	0.94	1829	22	1484	50	1632	33	18.9
034-ZR51	168	0.58	4840	7	0.11358	0.49	3.41900	1.55	0.21830	1.42	0.92	1857	18	1273	33	1509	24	31.5

**Table IV. 4.** (continued 4/7)

Spot/zircon	<sup>204</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 σ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 σ (%)	r	Apparent ages (Ma)				Disc. (%)		
												Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (Ma)	2 σ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U (Ma)	2 σ (Ma)		Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma)	2 σ (Ma)
<b>Isotopic ratios from zircons of Teles Pires Intrusive Suite - monzogranite (TN-15)</b>																		
Bad analysis (filtered out)																		
007-ZR33N	46	0.32	228920	40	0.18340	0.39	13.60500	0.98	0.53800	0.82	0.84	2684	13	2775	37	2723	18	-3.4
008-ZR33B	183	0.03	28300	16	0.16798	0.88	9.29100	1.62	0.40110	1.31	0.81	2538	29	2174	48	2367	30	14.3
020-ZR42B	145	0.07	9663	4	0.11567	0.68	5.24900	1.27	0.32910	1.01	0.79	1890	25	1834	32	1861	22	3.0
024-ZR43	299	0.46	1959	4	0.11754	0.66	1.55500	4.55	0.09590	4.49	0.99	1919	24	590	51	952	55	69.2
025-ZR44	84	0.64	2548	6	0.11592	0.65	1.93200	2.42	0.12090	2.30	0.95	1894	23	736	32	1092	32	61.2
030-ZR49	281	0.32	8695	8	0.10911	0.78	3.54500	1.56	0.23560	1.30	0.83	1785	28	1364	32	1537	25	23.6
034-ZR23	414	1.67	3038	10	0.12533	1.67	4.07397	2.55	0.23573	1.90	0.74	2034	47	1364	47	1649	41	32.9
035-ZR52	21	1.00	131326	22	0.11125	0.47	5.00600	1.11	0.32630	0.94	0.84	1820	17	1821	30	1820	19	0.0
039-ZR28	35	0.07	147673	35	0.16660	1.01	9.21172	1.53	0.40099	1.09	0.71	2524	34	2174	40	2359	28	13.9
039-ZR56	195	0.34	2808	7	0.11432	0.84	2.57100	1.94	0.16310	1.71	0.88	1869	30	974	31	1292	28	47.9
040-ZR57	271	1.11	3941	28	0.10806	1.79	4.64300	2.05	0.31160	0.93	0.45	1767	65	1749	28	1757	34	1.0
047-ZR61	110	0.83	2777	5	0.11519	0.85	4.87900	1.95	0.30720	1.72	0.88	1883	30	1727	52	1799	33	8.3
<b>Isotopic ratios from zircons of Matupá Intrusive Suite - syenogranite facies 1 - (TN-60)</b>																		
Magmatic (1864 ± 19 Ma) and inherited grains																		
004-ZR2	49	0.61	90272	56	0.11688	0.51	5.44954	1.05	0.33812	0.83	0.80	1909	18	1878	27	1893	18	1.6
005-ZR3	79	0.56	11008	19	0.11676	0.73	5.33681	1.61	0.33148	1.38	0.86	1907	26	1846	44	1875	27	3.2
006-ZR4	74	0.59	67090	36	0.11411	0.98	5.33784	1.33	0.33923	0.81	0.61	1866	35	1883	26	1875	23	-0.9
013-ZR8N	50	0.67	41345	35	0.11775	2.30	5.19682	2.82	0.32006	1.59	0.56	1922	81	1790	49	1852	47	6.9
016-ZR10	40	0.44	87014	39	0.11632	1.60	5.43213	1.95	0.33869	1.06	0.54	1900	57	1880	35	1890	33	1.1
017-ZR11N	57	0.64	51226	32	0.11540	1.29	5.35280	1.63	0.33638	0.92	0.56	1886	46	1869	30	1877	28	0.9
018-ZR11B	17	0.55	417608	18	0.11502	1.03	5.59062	1.52	0.35249	1.06	0.69	1880	37	1946	35	1915	26	-3.5
019-ZR12	18	0.55	145833	18	0.11560	0.92	5.64697	1.27	0.35426	0.80	0.63	1889	33	1955	27	1923	22	-3.5
020-ZR13	177	0.50	5963	10	0.11626	0.82	5.37416	2.08	0.33522	1.88	0.90	1900	29	1864	61	1881	35	1.9
023-ZR14	22	0.48	83645	20	0.11498	0.60	5.74229	1.71	0.36218	1.55	0.91	1880	22	1992	53	1938	29	-6.0
024-ZR15	18	0.60	180845	41	0.11571	0.65	5.51369	1.41	0.34558	1.19	0.85	1891	23	1913	39	1903	24	-1.2
026-ZR17	44	0.49	98490	32	0.11454	0.56	5.91512	1.71	0.37453	1.58	0.92	1873	20	2051	55	1963	30	-9.5
027-ZR18	15	0.55	123446	20	0.11519	0.65	5.25609	1.76	0.33093	1.59	0.90	1883	23	1843	51	1862	30	2.1
028-ZR19	18	0.67	127888	25	0.11580	0.51	5.24034	1.60	0.32819	1.47	0.92	1892	18	1830	47	1859	27	3.3
029-ZR20	69	0.98	29886	36	0.11657	0.70	5.07568	2.48	0.31578	2.35	0.95	1904	25	1769	73	1832	42	7.1
033-ZR22	13	0.59	140916	18	0.11581	0.63	5.44299	1.13	0.34085	0.86	0.76	1892	23	1891	28	1892	19	0.1
034-ZR23	67	0.59	22201	12	0.11661	0.54	5.68879	1.82	0.35378	1.70	0.93	1905	19	1953	57	1930	31	-2.5
038-ZR26B	112	0.52	6668	11	0.11683	0.82	5.21607	1.75	0.32378	1.50	0.86	1908	29	1808	47	1855	30	5.2



**Table IV. 4.** (continued 5/7)

Spot/zircon	<sup>204</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 σ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 σ (%)	r	Apparent ages (Ma)				Disc. (%)		
												Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ (Ma)		Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 σ (Ma)
<b>Isotopic ratios from zircons of Matupá Intrusive Suite - syenogranite facies 1 - (TN-60)</b>																		
007-ZR5	256	0.68	3615	15	0.12558	1.71	6.43732	2.37	0.37174	1.61	0.68	2037	60	2038	56	2037	41	0.0
036-ZR25	121	1.05	13331	34	0.13505	3.58	7.65652	4.15	0.41115	2.08	0.50	2165	122	2220	78	2192	73	-2.6
Bad analysis (filtered out)																		
003-ZR1	81	0.56	74503	33	0.12007	0.66	5.44575	1.35	0.32892	1.11	0.83	1957	24	1833	35	1892	23	6.3
009-ZR6B	423	0.58	35015	18	0.10307	3.06	4.98696	4.68	0.35089	3.52	0.75	1680	111	1939	117	1817	78	-15.4
010-ZR7	101	0.48	169263	36	0.11620	2.74	6.76007	4.20	0.42190	3.16	0.75	1899	97	2269	120	2081	73	-19.5
030-ZR21	281	0.55	9014	27	0.11864	1.09	5.24680	1.79	0.32072	1.38	0.77	1936	39	1793	43	1860	30	7.4
035-ZR24	607	1.17	13772	21	0.11103	1.56	5.30512	2.63	0.34650	2.08	0.79	1816	56	1918	69	1870	44	-5.6
039-ZR27	78	0.74	14112	16	0.11910	0.68	4.99842	1.29	0.30437	1.03	0.80	1943	24	1713	31	1819	22	11.8
040-ZR28	141	0.52	6561	23	0.11777	1.00	4.03651	4.43	0.24857	4.30	0.97	1923	36	1431	110	1642	71	25.6
<b>Isotopic ratios from zircons of Matupá Intrusive Suite - granodiorite facies 2 (TN-40)</b>																		
Magmatic grains (1881 ± 5 Ma)																		
004-ZR2N	9	0.36	192191	15	0.11538	0.56	5.44805	1.14	0.34245	0.92	0.81	1886	20	1898	30	1892	19	-0.7
005-ZR2B	54	0.50	88417	31	0.11614	0.50	5.33961	1.54	0.33342	1.41	0.92	1898	18	1855	45	1875	26	2.2
006-ZR3	19	0.46	241447	18	0.11477	0.48	5.56008	1.50	0.35133	1.37	0.91	1876	17	1941	46	1910	26	-3.4
008-ZR5	77	0.53	185470	19	0.11564	0.65	5.60665	4.68	0.35161	4.62	0.99	1890	23	1942	154	1917	79	-2.8
010-ZR7	70	0.80	13664	28	0.11601	0.86	5.41064	1.82	0.33824	1.56	0.86	1896	31	1878	51	1887	31	0.9
015-ZR10	10	0.56	208870	15	0.11454	0.56	5.48215	1.08	0.34710	0.85	0.79	1873	20	1921	28	1898	19	-2.6
017-ZR12	26	0.47	211455	23	0.11455	0.53	5.50100	1.15	0.3483	0.95	0.83	1873	19	1926	32	1901	20	-2.9
019-ZR13B	64	0.45	58644	40	0.11581	0.74	5.21515	2.50	0.32658	2.36	0.94	1892	27	1822	75	1855	42	3.7
020-ZR14	55	0.53	224736	34	0.11420	0.68	5.51986	1.15	0.35052	0.85	0.74	1867	24	1937	28	1904	20	-3.7
024-ZR16	14	0.46	171500	17	0.11490	0.57	5.27599	1.14	0.33301	0.91	0.80	1878	20	1853	29	1865	19	1.3
026-ZR17B	9	0.52	230868	15	0.11452	0.52	5.53123	1.36	0.35027	1.20	0.88	1872	19	1936	40	1905	23	-3.4
030-ZR21	143	0.59	7751	10	0.11488	0.86	5.33997	4.21	0.33712	4.10	0.97	1878	31	1873	133	1875	71	0.3
034-ZR23	12	0.41	415528	17	0.11449	0.51	5.51522	1.02	0.34935	0.79	0.78	1872	18	1932	26	1903	17	-3.2
038-ZR27	16	0.41	109854	22	0.11538	0.53	5.63617	1.14	0.35425	0.95	0.83	1886	19	1955	32	1922	20	-3.7
042-ZR30	17	0.58	175573	21	0.11541	0.81	5.28915	1.34	0.33237	1.00	0.75	1886	29	1850	32	1867	23	1.9

**Table IV. 4.** (continued 6/7)

Spot/zircon	<sup>204</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 σ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 σ (%)	f	Apparent ages (Ma)				Disc. (%)		
												Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U (Ma)	2 σ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (Ma)	2 σ (Ma)		Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma)	2 σ (Ma)
<b>Isotopic ratios from zircons of Matupá Intrusive Suite - granodiorite facies 2 (TN-40)</b>																		
Inherited grains (1962 ± 7.4 Ma)																		
009-ZR6	18	0.82	237050	20	0.12051	0.72	6.30624	1.35	0.37949	1.07	0.80	1964	26	2074	38	2019	23	-5.6
027-ZR18	118	0.86	62141	44	0.11982	0.56	5.07053	1.22	0.30691	1.02	0.83	1953	20	1725	31	1831	21	11.7
029-ZR20	61	0.39	85180	33	0.12024	0.97	4.86560	2.48	0.29346	2.25	0.91	1960	34	1659	66	1796	41	15.4
040-ZR29N	87	0.85	20056	36	0.12173	1.00	6.29462	1.51	0.37501	1.08	0.71	1982	35	2053	38	2018	26	-3.6
Bad analysis (filtered out)																		
003-ZR1	8	0.51	100608	14	0.11418	0.77	5.59996	1.31	0.35569	0.99	0.76	1867	28	1962	34	1916	23	-5.1
007-ZR4	51	0.67	49843	43	0.11606	1.03	6.18830	2.07	0.38669	1.76	0.85	1896	37	2107	63	2003	36	-11.1
013-ZR8	9	0.55	179223	16	0.11452	0.68	5.73213	1.14	0.36298	0.84	0.74	1872	24	1996	29	1936	20	-6.6
014-ZR9	32	0.49	121008	29	0.11435	0.64	5.77067	1.74	0.36596	1.57	0.90	1870	23	2010	54	1942	30	-7.5
016-ZR11	87	0.43	36912	44	0.11225	0.66	5.85983	1.44	0.37859	1.22	0.85	1836	24	2070	43	1955	25	-12.7
023-ZR15	13	0.51	256957	16	0.11472	0.62	5.84278	1.08	0.36935	0.80	0.74	1876	22	2026	28	1953	19	-8.0
028-ZR19	15	0.67	160694	24	0.11459	0.53	5.67930	1.13	0.35944	0.92	0.82	1873	19	1980	31	1928	19	-5.7
033-ZR22	29	1.22	30467	31	0.12279	0.72	6.33631	1.67	0.37424	1.46	0.88	1997	25	2049	51	2023	29	-2.6
035-ZR24	69	0.58	89017	40	0.11230	0.69	5.38165	1.21	0.34753	0.92	0.76	1837	25	1923	31	1882	21	-4.7
036-ZR25	27	0.47	151432	21	0.11463	0.88	6.09779	2.65	0.38577	2.47	0.93	1874	32	2103	88	1990	46	-12.2
039-ZR28	56	0.50	52708	35	0.11612	0.61	5.13099	1.36	0.32044	1.15	0.85	1897	22	1792	36	1841	23	5.6
041-ZR29B	722	0.55	72484	34	0.11254	1.67	6.77453	4.67	0.43657	4.35	0.93	1841	60	2335	169	2082	81	-26.9
<b>Isotopic ratios from zircons of Matupá Intrusive Suite - syenogranite facies 1 - (TN-75)</b>																		
Magmatic grains (1859 ± 8 Ma)																		
005-ZR03	14	1.41	115661	18	0.11316	0.71	5.11679	1.41	0.32793	1.16	0.82	1851	26	1828	37	1839	24	1.2
006-ZR04	10	0.51	149054	13	0.11377	0.66	5.14054	1.29	0.32767	1.04	0.81	1861	24	1827	33	1843	22	1.8
010-ZR08	7	0.55	51697	16	0.11453	1.28	5.55803	2.11	0.35195	1.63	0.77	1872	46	1944	55	1910	36	-3.8
023-ZR16	12	1.07	31967	15	0.11321	1.99	5.27504	2.56	0.33791	1.57	0.61	1852	71	1877	51	1865	43	-1.4
038-ZR28	79	0.67	80700	26	0.11399	1.68	5.57475	2.61	0.35467	1.96	0.75	1864	60	1957	66	1912	44	-5.0
039-ZR29	9	0.71	62079	22	0.11419	1.26	5.28387	1.93	0.33557	1.41	0.73	1867	45	1865	46	1866	33	0.1

**Table IV. 4.** (continued 7/7)

Spot/zircon	<sup>204</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 σ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 σ (%)	r	Apparent ages (Ma)						Disc. (%)
												Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ (Ma)	Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 σ (Ma)	
<b>Isotopic ratios from zircons of Matupá Intrusive Suite - syenogranite facies 1 - (TN-75)</b>																		
Inherited population 1 (1902 ± 11 Ma)																		
003-ZR01	45	0.89	48911	32	0.11531	0.99	5.03388	1.91	0.31658	1.59	0.83	1885	35	1773	49	1825	32	5.9
019-ZR14	5	0.77	169643	11	0.11593	0.67	5.22253	1.56	0.32670	1.36	0.87	1894	24	1822	43	1856	26	3.8
024-ZR17	8	0.65	132046	13	0.11627	0.64	5.23682	1.23	0.32664	0.99	0.80	1900	23	1822	31	1859	21	4.1
025-ZR18N	35	0.81	49318	30	0.11717	0.53	5.07090	1.21	0.31386	1.02	0.85	1913	19	1760	31	1831	20	8.0
033-ZR23	6	1.15	50614	10	0.11823	1.28	5.44150	2.30	0.33379	1.88	0.82	1930	45	1857	61	1891	39	3.8
035-ZR25	38	0.75	53091	24	0.11552	0.84	5.29025	1.69	0.33210	1.42	0.84	1888	30	1849	45	1867	29	2.1
036-ZR26	67	0.61	14994	60	0.11690	0.63	5.43810	1.19	0.33736	0.94	0.79	1909	22	1874	31	1891	20	1.9
040-ZR30	28	0.54	53340	20	0.11559	1.06	5.05910	1.75	0.31740	1.34	0.77	1889	38	1777	42	1829	30	5.9
Inherited population 2 (1963 ± 24 Ma)																		
004-ZR02	33	0.65	138901	19	0.11995	0.87	5.09178	1.39	0.30785	1.02	0.73	1955	31	1730	31	1835	23	11.5
009-ZR07	55	0.52	29392	36	0.12126	1.35	5.48820	3.32	0.32823	3.01	0.91	1975	48	1830	96	1899	56	7.3
015-ZR10	250	0.68	2981	13	0.11897	1.19	5.74969	2.71	0.35050	2.40	0.89	1941	42	1937	80	1939	46	0.2
017-ZR12	112	0.44	3055	28	0.12216	0.93	4.80761	1.84	0.28541	1.54	0.84	1988	33	1619	44	1786	31	18.6
029-ZR21	42	0.91	44123	27	0.11972	1.07	5.56095	1.83	0.33685	1.44	0.78	1952	38	1872	47	1910	31	4.1
Bad analysis (filtered out)																		
016-ZR11	609	0.59	47275	42	0.15815	1.15	7.18387	1.56	0.32943	0.99	0.63	2436	39	1836	31	2135	28	24.6
014-ZR09B	138	0.59	31325	36	0.12985	1.32	6.13501	1.65	0.34265	0.92	0.55	2096	46	1899	30	1995	29	9.4
013-ZR09N	340	0.61	662	5	0.13891	1.89	5.93319	2.33	0.30975	1.31	0.56	2214	65	1739	40	1966	40	21.4

***ARTIGO II – SUBMETIDO NO PERIÓDICO LITHOS***

**Nd-Hf ISOTOPIC COMPOSITION OF THE PALEOPROTEROZOIC MATUPÁ AND TELES PIRES INTRUSIVE SUITES: IMPLICATIONS FOR CRUSTAL EVOLUTION OF THE SOUTHERN AMAZONIAN CRATON (BRAZIL)**

**AUTHORS**

João Tarelow Neto <sup>1\*</sup>, Márcia Abrahão Moura <sup>1</sup>

**ABSTRACT**

This paper presents Nd-Hf isotopic data for granitic rocks of both the Matupá (~1859-1881 Ma) and Teles Pires (~1790-1793 Ma) intrusive suites located in the south-central region of the Amazonian Craton, central Brazil. The Matupá Intrusive Suite has I-type calc-alkaline affinity of volcanic arc settings and displays two facies: facies 1, composed of syenogranite and monzogranite, and facies 2, composed of granodiorite. The Teles Pires Intrusive Suite varies from syenogranite to monzogranite with calc-alkaline signature coherent with a mature magmatic arc settings. The Matupá Intrusive Suite derives from a source with Hf model ages of between 2.4-1.91 Ga and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between +5.71 and -5.50. The inherited zircon grains from the Matupá Intrusive Suite that are correlatable with the Creporizão Intrusive Suite show Hf model ages of between 2.0 and 2.4, and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between -3.76 and +4.10, while the zircon grains correlatable with the Tropas Intrusive Suite show Hf model ages of 2.1-2.4 Ga and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between -3.93 and +2.50. Both facies of the Matupá Intrusive Suite provide  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values varying from -0.61 to -1.66. The wide range of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values (from -5.50 to +5.71) in contrast to the uniformly negative  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values (from -1.66 to -0.61) of the Matupá Intrusive Suite suggest that Nd-Hf decoupling took place in the magma source during sediment recycling in the subduction zone. The Nd-Hf isotopic analyses of the Teles Pires Intrusive Suite reveal a source with Hf model age of between 2.3 and 1.9 Ga. This is indicative of mantle contribution and crustal reworking with values of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  ranging from +7.17 to -3.3, while other values suggest a more crustal contribution with  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  from -0.07 to -0.71. Crustal contribution in the genesis and magmatic evolution of the Teles Pires Intrusive Suite is also evidenced due to the presence of inherited zircon grains ascribed to the Matupá Intrusive Suite. The inherited zircon grains record a distant parental source coeval with the Matupá Intrusive Suite. This paper proposes that the origin and evolution of the Matupá Intrusive Suite is linked to the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc while the origin and evolution of the Teles Pires Intrusive Suite is linked to the Juruena Magmatic Arc. The latter is divided into two

segments. An eastern segment with a magmatic evolution associated with the interaction of crustal components during the orogenic phase of the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc (Tapajós Domain of the Tapajós-Parimá Tectonic Province), and a western segment with a magmatic evolution related to rebound activity of the Juruena Magmatic Arc.

**Keywords:** Amazonian Craton, Teles Pires and Matupá intrusive suites, Paleoproterozoic granites, Nd-Hf isotope, magmatic arc.

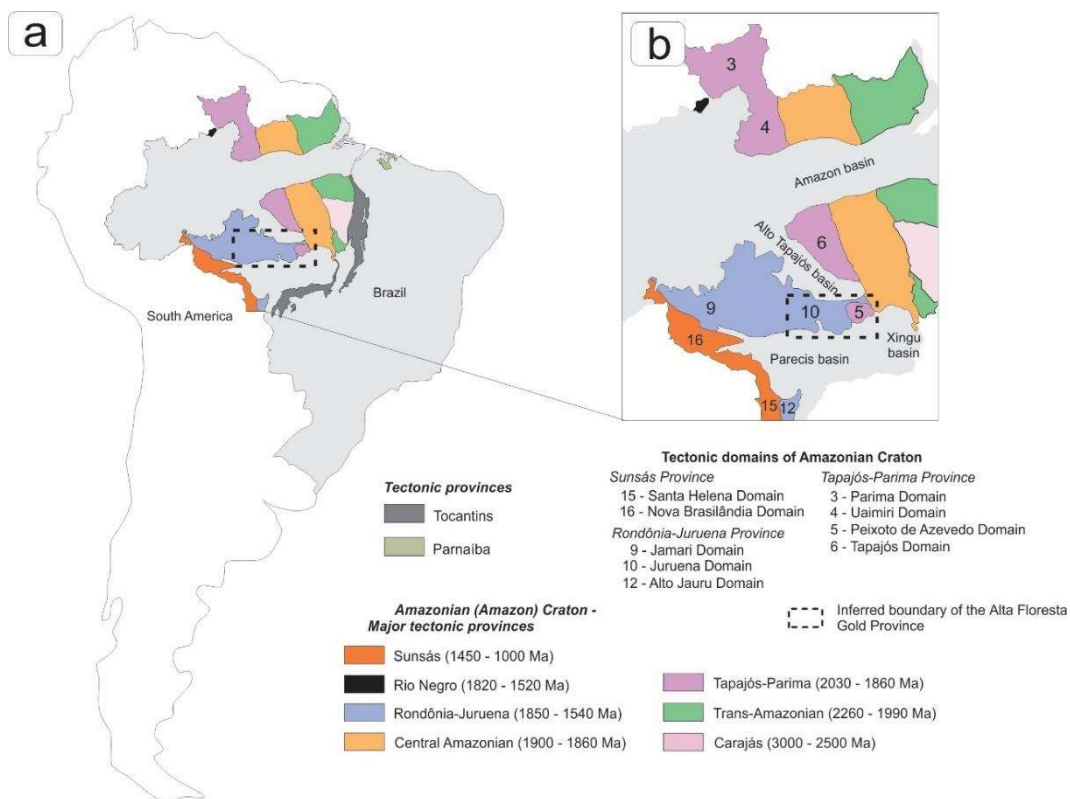
## V. 1. INTRODUCTION

The geotectonic evolution for the southern Amazonian Craton has been considered a puzzle subject to controversy among researchers. Bringing the parts of this puzzle together to build an evolution model has been a challenge. The lack of well-preserved delimited contacts along with common geochemical and petrographical similarities among the mapped rocks units impair the elaboration of a single model. Moreover, a deep discussion on the regional magmatism is hindered by the scarcity of isotopic data. This geological scenario requires, therefore, the application of various isotopic methods, with focus on the systems U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd, to the individualization of magmatic events as well as the understanding of their genesis and evolution through isotopic characterization of these rocks. In the study area, assimilation and/or crustal contamination are reported for the Matupá and Teles Pires intrusive suites (Tarelow Neto and Moura, 2021). These features make this region interesting for a detailed study through the application of U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic analyses in combination with geological and litho-geochemical data to investigate the geological/petrological meaning of  $T_{DM}$  ages and petrogenetic parameters ( $\epsilon_{Nd}$  and  $\epsilon_{Hf}$ ) in terms of source mixing through different magmatic processes. This will contribute to deepen the discussion about magmatism at a regional scale since isotopic variations reflect the composition and typology of the source, tectonic settings and, mainly, the complex interaction mechanisms for magmas from their genesis to emplacement into the continental crust.

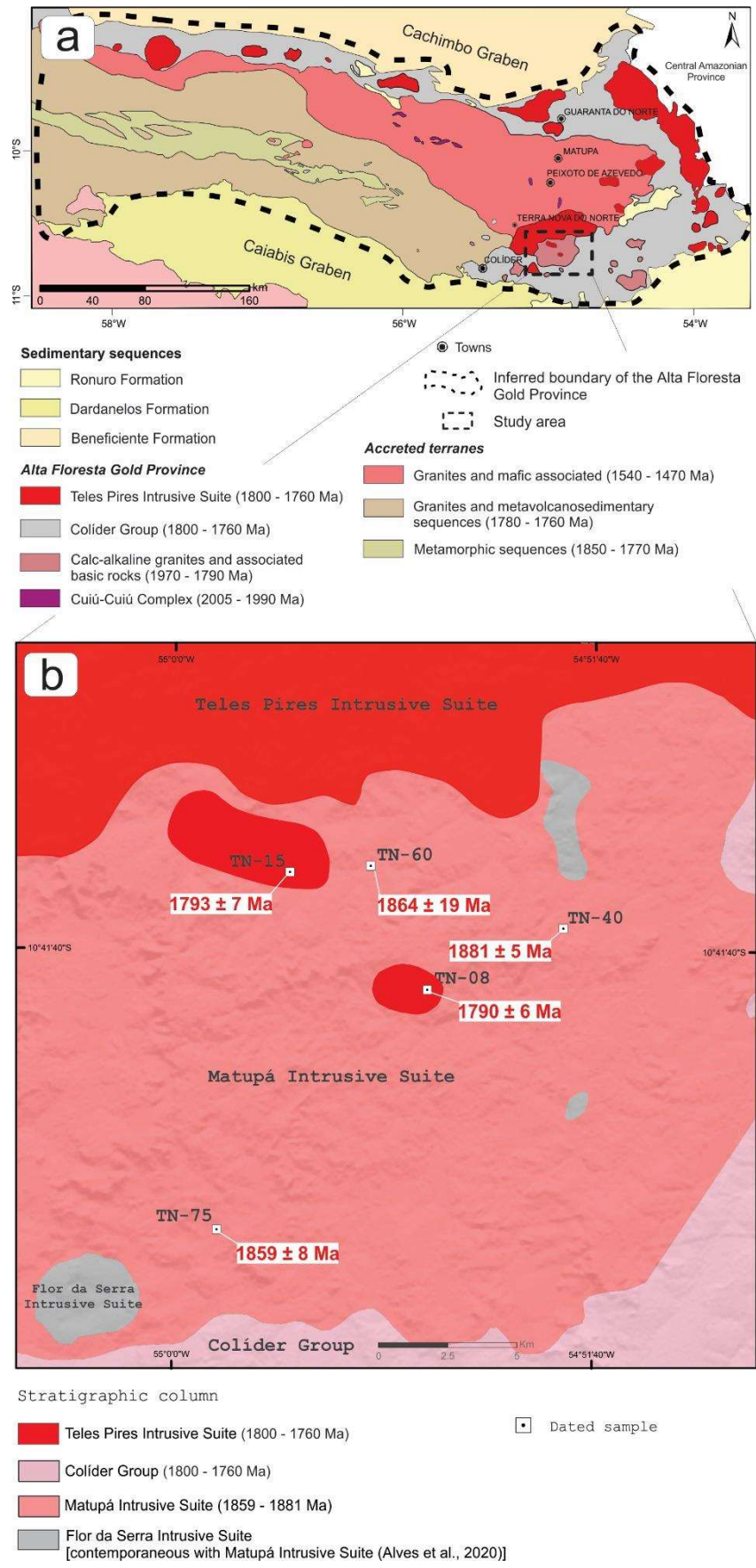
## V. 2. GEOLOGICAL SETTING

The study region is located in the south-central region of the Amazonian Craton, Tapajós-Parimá Tectonic Province (Figs. V. 1a and 1b). It hosts multiple generations of granites, whose characteristics are similar to those of magmatic arcs, in a region known for extensive Paleoproterozoic domains (Brito Neves and Cordani 1991; Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Dardenne and Schobbenhaus, 2001; Tassinari et al., 2000; Tassinari and Macambira, 2004) in the Alta Floresta Gold Province (Dardenne and Schobbenhaus, 2001) (Fig. V. 2a).

The genesis and petrological evolution of the Amazonian Craton is marked by the assembly of small Archean cores surrounded by Mesoproterozoic and Paleoproterozoic orogenic belts as a result of subduction-related magmatic arcs events with subsequent formation of primitive material along with crustal reworking (Tassinari and Macambira, 1999; Brito Neves and Cordani 1991; Santos et al., 2000). The study region encompasses the development of magmatic arcs and their progressive addition to the Central Amazonian Province protocraton during the Paleoproterozoic (Tassinari and Macambira, 2004; Souza et al., 2005; Santos et al., 2004, 2006; Silva and Abram, 2008), as well as the reworking of ancient terranes linked to the Central Amazonian Province (Paes de Barros, 2007). The evolution of these magmatic arcs is related to the Tapajós-Parima (2.03-1.88 Ga) and Rondônia-Juruena (1.82-1.54 Ga) tectonic provinces located in the Peixoto de Azevedo Domain, Tapajós-Parima Tectonic Province (Santos et al., 2006; Paes de Barros, 2007). The Tapajós-Parima Province is described in the literature as an extensive orogenic belt with expressive calc-alkaline magmatism in the form of intrusive and volcanic rocks (Santos et al., 2004, 2006; Paes de Barros, 2007) subdivided into four domains, Peixoto de Azevedo, Tapajós, Uaimiri and Parima, which are separated by the Solimões, Amazonas and Cachimbo sedimentary basins (Santos et al., 2006) (Fig. V. 1b).



**Fig. V. 1.** a) and b) Tectonic provinces and domains of the Amazonian Craton (Santos et al., 2000). Modified from Vasquez and Rosa-Costa (2008). Highlights include the subdivision of the Rondônia-Juruena and Tapajós-Parima provinces into domains (Santos et al., 2004), inferred boundary for the Alta Floresta Gold Province, and location of the study area in the Peixoto de Azevedo Domain.



**Fig. V. 2.** a) Simplified geological map displaying inferred limit for the Alta Floresta Gold Province, and b) location and geology of the study area (Souza et al., 2005; Tarelou Neto and Moura, 2021).

### V. 2.1. Local Geology

The area encompasses granitic rocks of the Matupá Intrusive Suite and the Teles Pires Intrusive Suite. The Matupá Intrusive Suite is the most expressive unit in the area with its northern and western sectors bounded by the Terra Nova Batholith, which is part of the Teles Pires Intrusive Suite, and southern and eastern sectors bounded by volcanic rocks of the Colíder Group (Fig. V. 2b). Furthermore, this unit also comprises dioritic stocks of the Flor da Serra Intrusive Suite (Tarelow Neto and Moura, 2021).

In the study area, the Matupá Intrusive Suite was divided into two facies: Facies 1, composed of syenogranite and monzogranite, and facies 2, composed of granodiorite. Samples of syenogranite and monzogranite from facies 1 are ferrous and slightly peraluminous, while samples of granodiorite from facies 2 have chemical characteristics similar to those of magnesian and metaluminous granites. Petrographic and geochemical data demonstrate the calc-alkaline nature of the Matupá Intrusive Suite, which is typical of type I granites generated in a volcanic arc environment (Tarelow Neto and Moura, 2021). The results obtained by Tarelow Neto and Moura (2021) are largely similar to those of previously studied granites from the Matupá Intrusive Suite (Moura and Botelho, 2002; Souza et al., 2005; Silva and Abram, 2008; Silva et al., 2014). Magmatic zircon crystals resulted in U-Pb LA-ICP-MS ages of  $1864 \pm 19$  Ma and  $1859 \pm 8$  Ma, respectively, for the facies 1 syenogranite and monzogranite and  $1881 \pm 5$  Ma age for the facies 2 granodiorite. These ages are attributed to the crystallization of intrusive bodies of the Matupá Intrusive Suite (Tarelow Neto and Moura, 2021). The Flor da Serra Intrusive Suite is chiefly composed of diorite stocks and gabbro and diabase dykes with basaltic to basaltic-andesitic, medium-to high-K subalkaline affinities similar to that of continental tholeiites (Souza et al., 2005; Moura and Botelho, 2002). Although there are no geochronological data for this intrusive suite, the presence of stocks, dykes, and enclaves of the Flor da Serra Intrusive Suite within the Matupá Intrusive Suite is interpreted as evidence to the contemporaneity between these two suites (Alves et al., 2020).

The Teles Pires Intrusive Suite varies from syenogranitic to monzogranitic composition whose calc-alkaline signature can be related to mature magmatic arc settings (Tarelow Neto and Moura, 2021). In situ U-Pb dating on zircon via LA-ICP-MS resulted in upper intercept ages of  $1790 \pm 6$  Ma and  $1793 \pm 7$  Ma that were attributed to its crystallization. In addition to the crystallization ages, inherited zircon grains also provided an upper intercept age of  $1870 \pm 14$  Ma correlatable with the Matupá Intrusive Suite. Crustal assimilation and/or contamination are suggested for both the Matupá Intrusive Suite and the Teles Pires Intrusive Suite due to the presence of inherited zircon populations with approximate ages of 1960 Ma and 1900 Ma, and 1896 Ma and 1880 Ma, respectively. These ages are correlated with the Creporizão Intrusive



Suite, Tropas Intrusive Suite and Parauari Intrusive Suite that are part of the Tapajós Domain in the Tapajós-Parima Tectonic Province. Both intrusive suites cropping out in the study area are, therefore, attributed to the Matupá Intrusive Suite, which belongs to the Peixoto de Azevedo Domain in the Tapajós-Parima Tectonic Province, and to the Teles Pires Intrusive Suite, which is part of the Juruena Domain in the Rondônia-Juruena Tectonic Province (Tarelow Neto and Moura, 2021).

The Colíder Group consists of subvolcanic, volcanic (lava and pyroclastic flows) and epiclastic rocks whose composition varies from acid to intermediate, with calc-alkaline to alkaline affinities (Lacerda Filho et al., 2004; Souza et al., 2005; Silva and Abram, 2008; Santos et al., 2019). Its genesis is associated with post-collisional to within-plate settings (Souza et al., 2005; Barros et al., 2009). Authors have recently found out older ages in the Colíder Group (1.82–1.75 Ga) (Santos et al., 2019; Alves et al., 2020). However, geochronological data available for the Colíder Group suggest crystallization at  $1781 \pm 8$  Ma (Souza et al., 2005) and  $1785 \pm 6$  (Silva and Abram, 2008).

### **V. 3. METHODOLOGY**

#### **V. 3.1. Lu-Hf Analytical Procedures**

Lu-Hf analyses were carried out on zircon grains previously analyzed by the U-Pb method (Tarelow Neto and Moura, 2021; Table V. 1). Lu-Hf zircon dating was undertaken using LA-ICP-MS at the Geochronology and Isotope Geochemistry Laboratory of the University of Brasília and Isotope Geochemistry Laboratory of the Federal University of Ouro Preto. Lu-Hf data for each sample is organized according to the analytical laboratory as shown in Table V. 2.

##### **V. 3.1.1. Isotope Geochemistry Laboratory of the University of Brasília**

The methodology followed the procedure of Matteini et al. (2010). Isotopic analyses on zircon were performed using a Thermo-Fisher Neptune HR-MC-ICP-MS instrument equipped with a Nd: YAG UP213 New Wave laser ablation system. Replicate analyses of 200 ppb Hf JMC 475 standard were performed prior to Hf isotope measurements of zircon ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282164 \pm 142\text{s}$ ,  $n = 4$ ). Analyses of GJ-1 zircon standard were performed during the procedure and most of the  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  values obtained are within the margin of error of those described in the literature (Morel et al., 2008; Matteini et al., 2010). GJ-1 yielded a value of  $0.282015 \pm 0.000009$  ( $n = 5.2$  SD) at an intensity of  $2.03 \pm 0.08$  V for  $^{178}\text{Hf}$ . Ablation was carried out with a routine spot size of 40  $\mu\text{m}$  and 50 cycles of approximately 1s. The Hf isotopes ratio are normalized to the  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  value of 0.7325 (Patchett et al., 1982) and the  $^{176}\text{Yb}$  and  $^{176}\text{Lu}$  contribution was calculated using the Lu and Hf isotopic abundance of Chu et al. (2002). Epsilon Hf ( $\epsilon\text{Hf}$ ) for each zircon is recalculated using the U–Pb age previously obtained for the same grain. The  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values were

calculated based on the decay constant  $\lambda = 1.867 * 10^{-11}$  (Scherer et al., 2001), and Uniform Reservoir (CHUR) values of  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.036$  and  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$  (Blichert-Toft and Albarède, 1997). The Hf  $T_{\text{DM}}$  model ages were calculated on the basis of the initial Hf isotopic composition of zircon using average crustal Lu/Hf values (Gerdes and Zeh, 2009; Nebel et al., 2007). The initial Hf composition of zircon represents the  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  value calculated at the time of zircon crystallization for the same crystal where U–Pb age was previously recorded.

#### V. 3.1.2. Isotope Geochemistry Laboratory of the Federal University of Ouro Preto

$^{176}\text{Lu}$  and  $^{176}\text{Yb}$  were obtained using a  $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$  ratio of 0.02656 and a  $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$  ratio of 0.795015 (both JWG in-house values). Instrumental mass biases were corrected using the exponential law and  $^{172}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$  and  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios of 1.35351 (Chu et al., 2002 and Segal et al., 2003) and 0.7325 (Patchett et al., 1982), respectively. The mass bias of Yb ( $\beta\text{Yb}$ ) isotopes usually differ from those of Hf ( $\beta\text{Hf}$ ) with a typical offset of  $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$  calculated for each analytical session by obtaining the average of  $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$  for multiple analyses of the Temora reference material (Wu et al., 2006). The mass bias behavior of Lu was assumed to follow that of Yb. For Yb-rich zircon crystals, the determination of the  $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$  offset factor comprised the mean  $\beta\text{Yb}$  of each analysis. For Yb-poor zircon crystals, corrections were performed using the  $\beta\text{Hf}$  of each integration step divided by the  $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$  offset factor of the whole analytical session. Three reference materials were used as standards before and during analytical runs: GJ-1 (Morel et al., 2008), Plešovice (Sláma et al., 2008) and BB (Santos et al., 2014). GJ-1 yielded, on multiple analyses, a  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  average of  $0.281995 \pm 23$  (2 SD) ( $n = 9$ ;  $n =$  number of analyses). Plešovice yielded an  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  average of  $0.282473 \pm 63$  (2 SD) ( $n = 10$ ) while BB yielded an  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  average of  $0.281674 \pm 34$  (2 SD) ( $n = 7$ ). These values are within error of the recommended values for GJ-1 ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282000 \pm 5$  ( $2\sigma$ )), Plešovice ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282482 \pm 13$  ( $2\sigma$ )), and BB ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.281674 \pm 18$  ( $2\sigma$ )). Epsilon Hf ( $\epsilon\text{Hf}$ ) values and Hf model ages were calculated using the Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) with  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  and  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  values of 0.0336 and 0.282785, respectively (Bouvier et al., 2008), “maximum” Depleted Mantle (DM) values of  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.03933$ , and  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283294$  (Blichert-Toft and Puchtel, 2010).

#### V. 3.2. Sm-Nd analytical procedures

Sm-Nd isotopic analyses (Table V. 3) were performed at the Isotope Geochemistry Laboratory of the University of Brasília following the analytical procedures of Gioia and Pimentel (2000). Whole-rock powders (ca. 200 mg) were mixed with a  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$  spike solution and dissolved in Savillex capsules. The extraction of Sm and Nd from whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques. For isotopic measurements of Sm and Nd, these samples were loaded onto Re evaporation filaments of double filament assembly and analyzed

via a Triton TM Series Multicollector Thermal Ionization Mass Spectrometer. The uncertainties for  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios were better than  $\pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ) and  $\pm 0.0064\%$  ( $2\sigma$ ), respectively, based on analysis using the BHVO-2 international rock standard. The  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios were normalized against the value  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , and the decay constant was  $6.54 \times 10^{-12}$  (Lugmair and Marti, 1978). The  $T_{\text{DM}}$  model age was calculated using the DePaolo (1981) model.

## V. 4. RESULTS

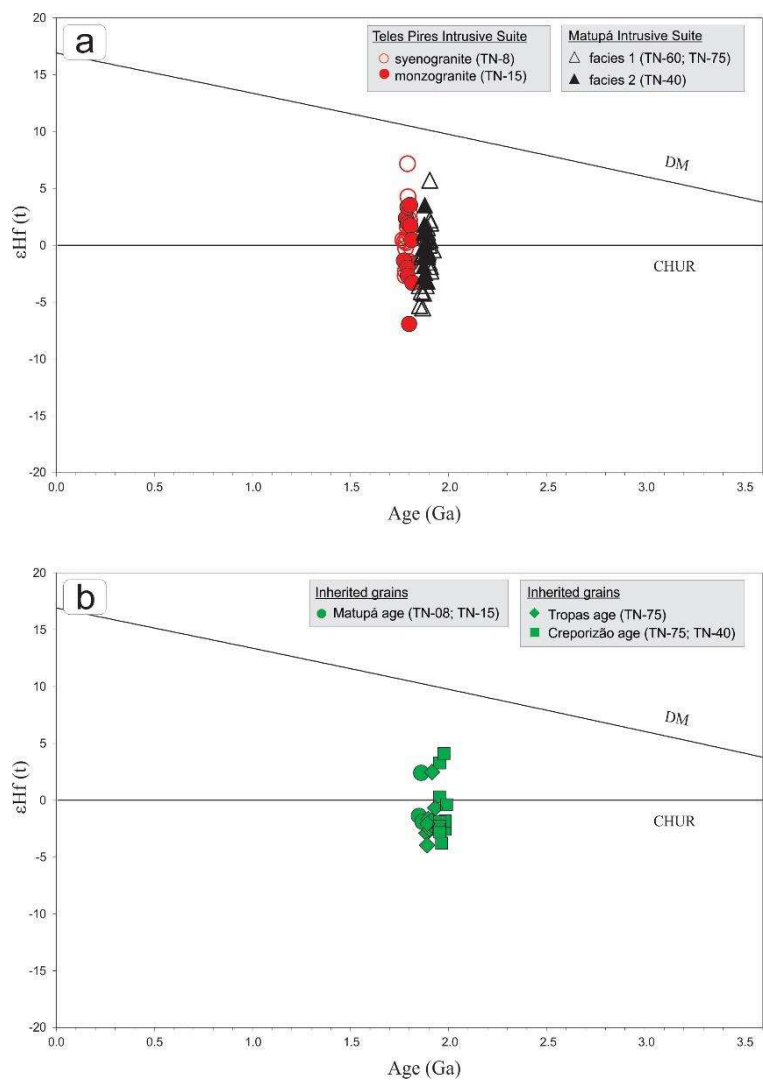
### V. 4.1. Nd-Hf isotope results

#### V. 4.1.1. Matupá Intrusive Suite

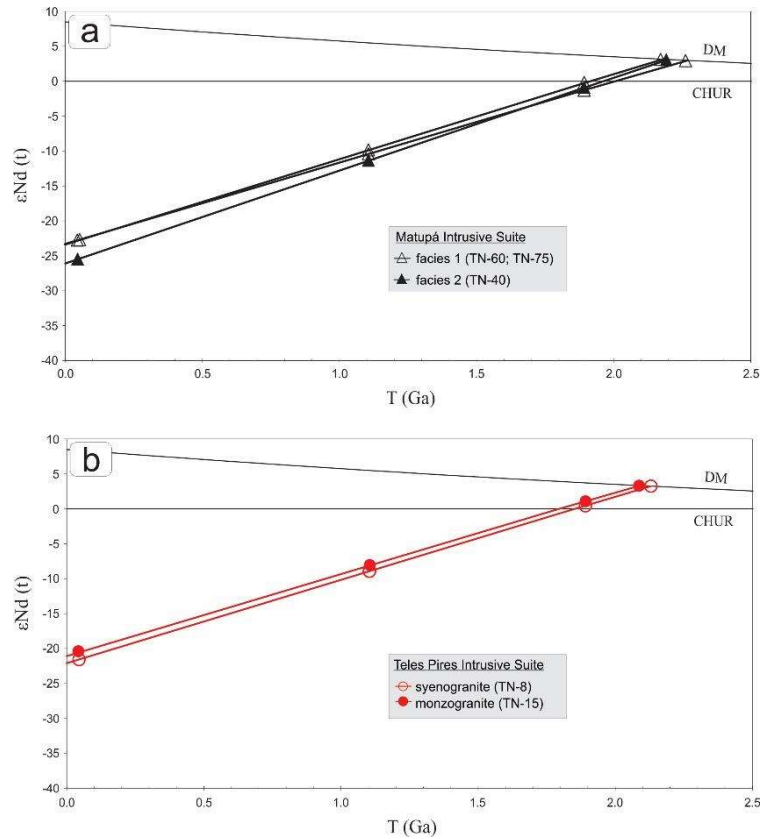
The zircon grains from the Matupá Intrusive Suite had been previously analyzed via U-Pb by Tarelou Neto and Moura (2021). Altogether, Lu-Hf isotopic analyses were performed on 23 crystals of magmatic zircon from samples TN-60 (syenogranite of facies 1 -  $1864 \pm 19$  Ma) and TN-75 (monzogranite of facies 1 -  $1859 \pm 8$  Ma), and 13 crystals of magmatic zircon from sample TN-40 (granodiorite of facies 2 -  $1881 \pm 5$  Ma). Eleven inherited zircon grains from facies 1 (TN-75) and facies 2 (TN-40) had previously yielded U-Pb ages of 1962-1963 Ma that are correlatable with the Creporizão Intrusive Suite (Creporizão age) (Tarelou Neto and Moura, 2021). Sample TN-75 (facies 1), in turn, contains a population of nine inherited zircon grains with an age of  $1902 \pm 11$  Ma that is correlatable with the Tropas Intrusive Suite (Tropas age). Both of these intrusive suites, Creporizão and Tropas, are part of the Tapajós Domain (Tapajós-Parimá Tectonic Province) located in the southern region of the Amazonian Craton (Santos et al., 2006). The Sm-Nd ( $T_{\text{DM}}$ ) and  $\epsilon\text{Nd}$  model ages were determined for two samples of facies 1 and a sample of facies 2 (TN-40) from the Matupá Intrusive Suite (Table V. 3).

Magmatic zircon crystals of facies 1 from the Matupá Intrusive Suite mostly reveal  $T_{\text{DM}}$  Hf model ages between 2.1 and 2.4 Ga, and  $\epsilon\text{Hf}(t)$  between -5.50 and +2.24 (Fig. V. 3a). Locally, the grain 029-ZR20 (TN-60 – syenogranite; facies 1) presents  $T_{\text{DM}}$  Hf model age of 1.9 and  $\epsilon\text{Hf}(t)$  of +5.71 (Fig. V. 3a). The magmatic zircon crystals of facies 2 granodiorite (TN-40) revealed  $T_{\text{DM}}$  Hf model ages between 2.0 and 2.4 Ga, and  $\epsilon\text{Hf}(t)$  between -3.19 and +3.55 (Fig. V. 3a). Sm-Nd analyses for facies 1 (TN-60 and TN-75) shows a  $T_{\text{DM}}$  model ages between 2.1-2.2 Ga and  $\epsilon\text{Nd}(t)$  between -1.66 and -0.61, while facies 2 (TN-40) show  $T_{\text{DM}}$  model age of 2.2 and  $\epsilon\text{Nd}(t)$  of -1.07 (Fig. V. 4a).

The inherited zircon grains ascribed to the Creporizão Intrusive Suite (Santos et al., 2000, 2004) have  $T_{\text{DM}}$  Hf model ages of 2.06-2.49 Ga and  $\epsilon\text{Hf}(t)$  between -3.76 and +4.10 (Fig. V. 3b), while the inherited zircon grains correlated with the Tropas Intrusive Suite (Santos et al., 2000, 2004) have  $T_{\text{DM}}$  Hf model ages of 2.1-2.4 Ga and  $\epsilon\text{Hf}(t)$  between -3.93 and +2.50 (Fig. V. 3b).



**Fig. V. 3.** a)  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  vs. age diagram for Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite, and b)  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  vs. age for inherited zircon grains of the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite.



**Fig. V. 4.**  $\epsilon_{Nd}(t)$  vs. age diagram for the Matupá Intrusive Suite a), and Teles Pires Intrusive Suite b).

#### V. 4.1.2. Teles Pires Intrusive Suite

Similar to the Matupá Intrusive Suite, zircon grains from the Teles Pires Intrusive Suite had been previously analyzed via U-Pb by Tarelow Neto and Moura (2021). In total, Lu-Hf isotopic analyses were undertaken on 29 magmatic zircon crystals and three inherited grains from samples TN-08 (syenogranite) and TN-15 (monzogranite), which had been previously analyzed via U-Pb by Tarelow Neto and Moura (2021). The magmatic zircon crystals yielded ages ranging from  $1790 \pm 6$  Ma (TN-08) to  $1793 \pm 7$  Ma (TN-15), whereas the inherited grains yielded ages between  $1859 \pm 48$  Ma and  $1847 \pm 10$  Ma. These older ages are ascribed to the Matupá Intrusive Suite as shown in Tables 1 and 2. Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) model ages and  $\epsilon_{Nd}$  were determined for two rock samples of the Teles Pires Intrusive Suite (TN-08 and TN-15) (Table V. 3).

Lu-Hf data for magmatic zircon from the Teles Pires Intrusive Suite (Fig. V. 3a) reveals  $T_{DM}$  Hf model ages between 1.96 and 2.34 Ga, and  $\epsilon_{Hf}(t)$  between -3.30 and +4.28. Individual grains yielded contrasting values. For grain 037-ZR25 (TN-08 - syenogranite), the  $T_{DM}$  Hf model age and  $\epsilon_{Hf}(t)$  are of 1.92 and +7.17, respectively. The grain 009-ZR34 (TN -15 - monzogranite) yields  $T_{DM}$  Hf of 2.46 and  $\epsilon_{Hf}(t)$  of -6.92. The results of the Sm-Nd analyses (Fig. V. 4b) show  $T_{DM}$  model ages between 2.09 and 2.13 Ga, and  $\epsilon_{Nd}(t)$  between -0.71 and -0.07.

The three inherited zircon grains, whose U-Pb ages are correlatable with the Matupá Intrusive Suite (1850 - 1880 Ma), show Hf model ages of between 2.0 and 2.3 Ga, and  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  between -1.87 and +2.42 (Fig. V. 3b).

## **V. 5. DISCUSSIONS**

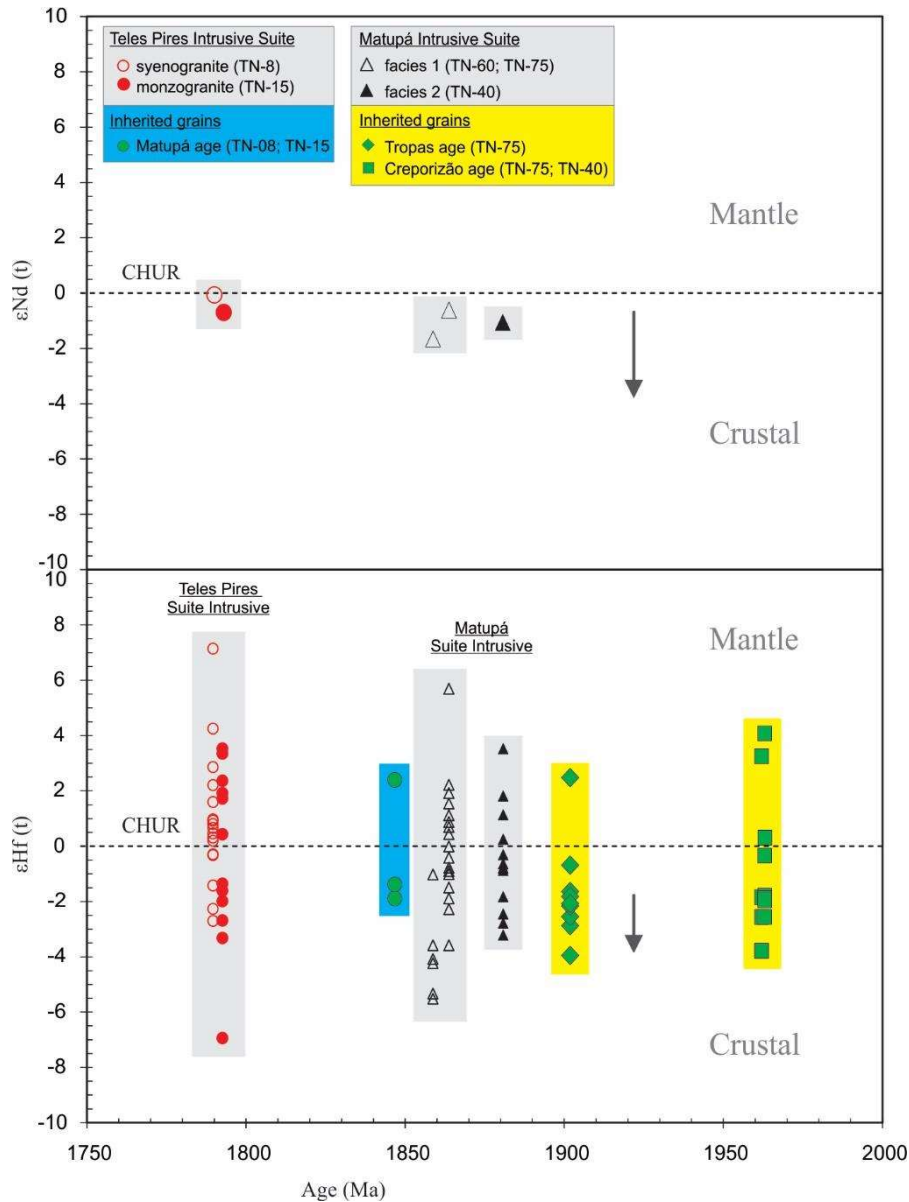
### **V. 5.1. Isotopic implications for genesis of the granitic magmatism from the Matupá and Teles Pires intrusive suites**

The genesis of granitic magmas in continental magmatic arc settings results from the interaction of crustal and mantle components affected by subduction (Moyen and Martin, 2012; Arndt, 2013; Castro, 2014). In modern tectonic settings, such as the Andean magmatic arc, the isotopic variations on its continental margin reflect the interaction of multiple components (such as the subducted plate, sediments, fluids, mantle and upper crust components) through various processes (partial melting, assimilation and crustal contamination, magma mixing and fractional crystallization) (Hildreth and Moorbath, 1988; Rogers and Hawkesworth, 1989; Davidson et al., 1990). However, the central-south region of the Amazonian Craton may particularly have a genetic and magmatic evolution even more complex to unravel since various magmatic arc settings are proposed to explain its petrological evolution.

The isotopic data of granitic rocks from the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive are suggestive of source received similar contribution from both mantle and crustal components during events of crust generation as supported by  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values.

The wide range of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values (from -5.50 to +5.71) differs from the uniformly negative  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values (from -1.66 to -0.61) for the Matupá Intrusive Suite (Fig. V. 5), which is indicative of Nd-Hf decoupling in the magma source likely related to sediment recycling in subduction zones (Tang et al., 2014; Zhang et al., 2019).

The Teles Pires Suite has a source with Hf model ages between 2.3 and 1.9 Ga. This indicates that both mantle contribution and crustal reworking played a similar role in crust generation events as corroborated by  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values (from +7.17 to -3.30) although  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values (from -0.07 to -0.71) point out to a more active crustal contribution (Fig. V. 5). The participation of crustal components in the genesis and magmatic evolution of the Teles Pires Intrusive Suite is also evidenced by the presence of inherited zircon grains coeval with the Matupá Intrusive Suite (Tarelou Neto and Moura, 2021). The inherited zircon grains record a distant parental source associated with the Matupá Intrusive Suite.



**Fig. V. 5.**  $\epsilon_{Nd}(t)$  vs. age and  $\epsilon_{Hf}(t)$  vs. age diagram for rocks of the Matupá Intrusive Suite, Teles Pires Intrusive Suite and inherited zircon grains.

### V. 5.2. Implications for the tectonic regime

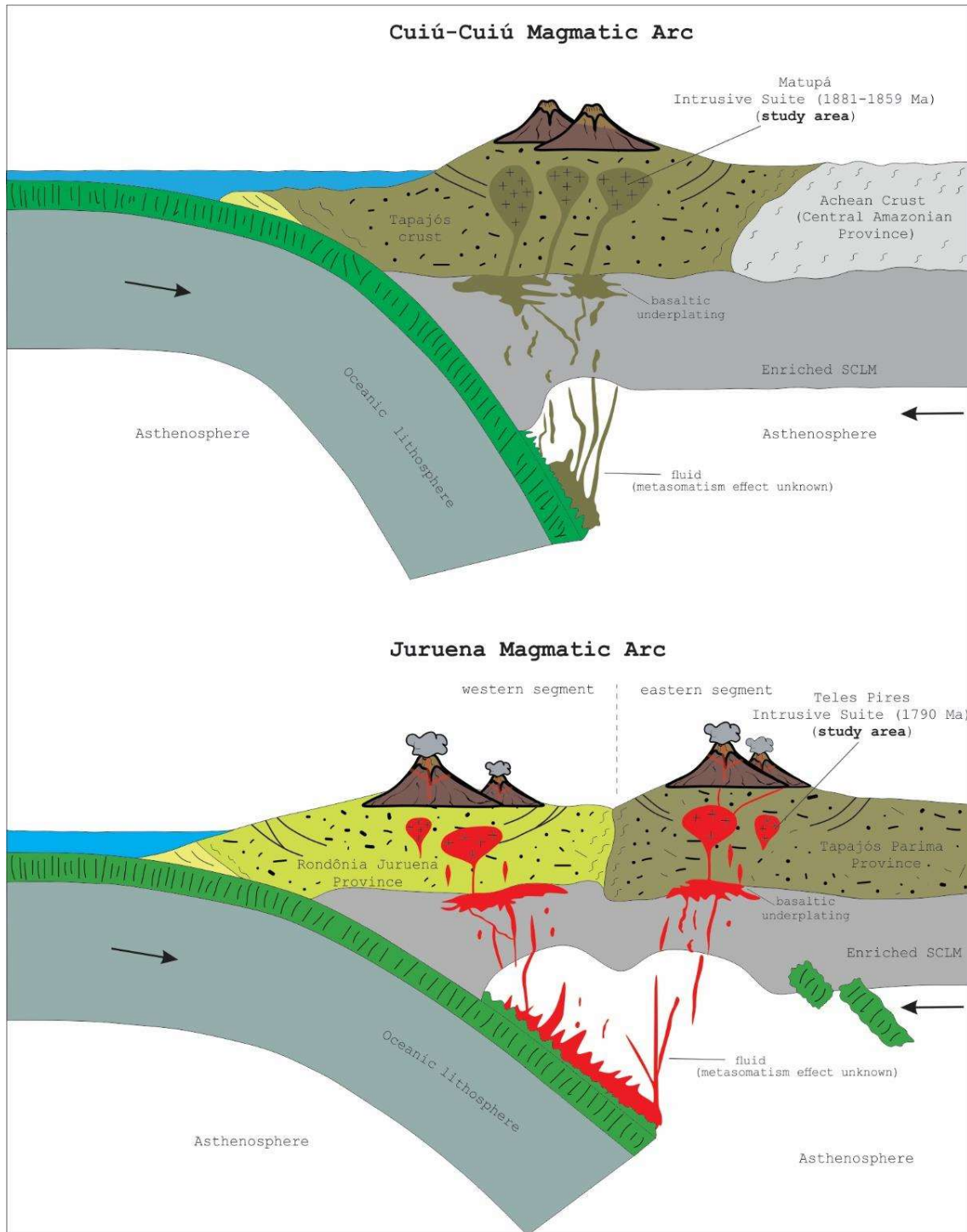
In the study area, the regional petrological evolution is in agreement with that proposed for the southern Amazonian Craton. This evolution outlines magmatic arcs progressively agglutinated to the protocraton Central Amazonian Province during the Paleoproterozoic (Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2006; Silva and Abram, 2008), and the reworking of ancient terranes linked to the Central Amazonian Province (Paes de Barros, 2007) whose evolution is related to the Tapajós-Parima (2030-1860 Ma) and Rondônia-Juruena (1850-1540 Ma) provinces (Santos et al., 2006) (Fig. V. 6).

The inherited zircon populations from the Matupá Intrusive Suite (Tarelow Neto and Moura, 2021) that are correlatable with both the Tropas Intrusive Suite (ca. 1900 Ma; Santos et

al., 2000, 2004) and Creporizão Intrusive Suite (ca. 1960 Ma; Santos et al., 2000, 2004) corroborate a predominant crustal contribution. In addition, the occurrence of inherited zircon grains ascribed to the Creporizão and Tropas granite suites in the Tapajós-Parimá Tectonic Province (Santos et al., 2006) supports the existence of an geographic extension of the Tapajós Domain in the study region. This is of utmost importance to understand the geological evolution of the Amazonian craton and conveys metallogenetic implications.

Therefore, we propose that the origin and evolution of the Matupá Intrusive Suite is linked to the Cuiú-Cuiú magmatic arc (Orosirian) while the origin and evolution of the Teles Pires Intrusive Suite is linked to the Juruena magmatic arc, whose evolution is divided into the two following geographic segments. To the eastern segment, in the study area, its magmatic evolution is here interpreted as a result of the interaction of crustal components during the orogenic stage of the Cuiú-Cuiú magmatic arc (Tapajós Domain in the Tapajós-Parimá Tectonic Province); to the western segment, its evolution is related to rebound activity of the Juruena Magmatic Arc (Orosirian and Statherian). Such hypothesis requires deeper investigation given its importance to the geotectonic evolution of the study region.





**Fig. V. 6.** Schematic petrological and tectonic models for emplacement of the Matupá (~1859-1881 Ma) and Teles Pires (~1790-1793 Ma) intrusive suites in the study area.

## V. 6. CONCLUSIONS

The petrological and isotopic data for the granitic rocks of the Matupá and Teles Pires intrusive suites allow us to conclude the following:

- The isotopic data of granitic rocks from the Matupá Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive are suggestive of source received similar contribution from both mantle and crustal components during events of crust generation as supported by  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values.
- The wide range of  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (t) values in contrast to the uniformly negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (t) values of the Matupá Intrusive Suite is indicative of Nd-Hf decoupling in the magma source that may be related to sediment recycling in the subduction zone.
- The Hf data for the population of inherited zircon grains from the Teles Pires Suite suggests the participation of crustal components in its genesis and magmatic evolution. Their U-Pb ages and isotopic signature are consistent with those of the Matupá Intrusive Suite.
- The inherited zircon grains from the Matupá Intrusive Suite that are coeval with the Creporizão Intrusive Suite show Hf model ages between 2.0 and 2.4, and  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (t) between -3.76 and +4.10, while the zircon grains that are correlatable with the Tropas Intrusive Suite have Hf model ages of 2.1-2.4 Ga and  $\epsilon_{\text{Hf}}$ (t) from -3.93 to +2.50. These granite suites are both part of the Tapajós Domain, Tapajós-Parimá Tectonic Province, and allow us to propose the extension of the Tapajós Domain towards the study region. This is relevant to better understand the geological evolution of the Amazonian craton along with metallogenetic implications.
- We, therefore, propose that the origin and evolution of the Matupá Intrusive Suite is linked to the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc and that the origin and evolution of the Teles Pires Intrusive Suite is linked to the Juruena Magmatic Arc, whose evolution is divided into two geographic segments. An eastern segment with a magmatic evolution associated with the interaction of crustal components during the orogenic phase of the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc (Tapajós Domain of the Tapajós-Parimá Tectonic Province), and a western segment with a magmatic evolution related to rebound activity of the Juruena Magmatic Arc.

## V. 7. ACKNOWLEDGEMENTS

We acknowledge the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), finance Code 001, and Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq – grant 426769/2016-3) for partial funding of field and laboratory work. Technical staff of the Geochronology and Petrography laboratories of the University of Brasília

as well as logistical support provided by the Mining Company of the State of Mato Grosso (METAMAT) and Vale do Rio Peixoto Prospectors Mining Cooperative (COOGAVEPE) are also gratefully acknowledged here.

## V. 8. REFERENCES

Arndt, N.T., 2013. Formation and Evolution of the Continental Crust. *Geochemical Perspectives*. 2 (3), 405-533. doi:<https://doi.org/10.7185/geochempersp.2.3>.

Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet Sci. Lett.* 148, 243-258. doi:[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X).

Blichert-Toft, J., Puchtel, I.S., 2010. Depleted mantle sources through time: evidence from Lu-Hf and Sm-Nd isotope systematics of Archean komatiites. *Earth Planet Sci. Lett.* 297, 598-606. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.012>.

Botelho, N.F., Moura, M.A., 1998. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 11, 427-438. doi:[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00026-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00026-1).

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet Sci. Lett.* 273, 48-57. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the late proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23-40. doi:[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T).

Castro, A., 2014. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*. 5, 63-75. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.06.006>.

Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., C R, German, Bayon, G., Burton, K., 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J. Anal. At. Spectrom.* 17, 1567-1574.

Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília. Editora Universidade de Brasília, p. 392.

Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moorbath, S., Wörner, G., Harmon, R.S., López-Escóbar, L., 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, northern Chile). II: Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 105, 412-432. doi:<https://doi.org/10.1007/BF00286829>.

DePaolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophysical Research*. 86, 10470-10488. doi:<https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10470>.

Gerdes, A., Zeh, A., 2009. Zircon Formation versus zircon alteration-new insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chem. Geol.* 261, 230-243. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.03.005>.

- 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 (Annals of the Brazilian Academy of Sciences)*, 72, 219-245. doi:<https://doi.org/10.1590/S0001-37652000000200009>.
- Hildreth, W.E., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 98, 455-99. doi:<https://doi.org/10.1007/BF00372365>.
- Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet Sci. Lett.* 39, 349-357. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90021-3).
- Matteini, M., Junges, S.L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Bühn, B.M., 2010. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília Belt, Central Brazil. *Gondwana Res.* 16, 200-212. doi:<https://10.1016/j.gr.2009.05.008>.
- Morel, M.L.A., Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y.J., Miller, J.S., Vroon, P.Z., 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser ablation MC-ICPMS. *Chem. Geol.* 255, 231-235. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.06.040>.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro da Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT). *Braz. J. Geol.* 32, 377-386. doi:<https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002323377386>.
- Moyen, J.F., Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312-336. doi:<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>.
- Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K., Berndt, J., 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chem. Geol.* 241, 23-37. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.008>.
- Paes de Barros, A.J., 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas.
- Patchett, P.J., Kouvo, O, Hedge, C.E., Tatsumoto, M., 1982. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78, 279-297. doi:<https://doi.org/10.1007/BF00398923>.
- Prado, E.S., Barros, M.A.S., Pinho, F.E.C., Pierosan, R., 2012. Granito Terra Nova - petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta - Cráton Amazônico. *Braz. J. Geol.* 43, 101-116. doi:<https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000100009>.
- Rogers, G., Hawkesworth, C.J., 1989. A geochemical traverse across the north Chilean Andes: Evidence for crustal generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters.* 91, 271-285. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90003-4).
- Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartman, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós ´ Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Res.* 131, 73-109. doi:<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.002>.

Santos, J.O.S., Hartman, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N., Fletcher, I. R., 2000. A new understanding of the provinces of the amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.* 3, 453-488. doi:[https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3).

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia, Actas*, 9. Belém, Brazil, CD-ROM.

Santos, M.M., Lana, C.C., Cipriano, R.A.S., 2014. Development of zircon standards for U–Pb geochronology by laser ablation. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, vol. 9. São Paulo, p. 296p.

Scherer, E., Münker, C., Mezger, K., et al., 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293, 683-687. doi:<https://doi.org/10.1126/science.1061372>.

Segal, I., Halicz, L., Platzner, I.T., 2003. Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. *J. Anal. At. Spectrom.* 18, 1217-1223. doi:<https://doi.org/10.1039/b307016f>.

Silva, F.R., Barros, M.A.S., Pierosan, R., Pinho, F.E.C., Rocha, M.L.B.P., Vasconcelos, B.R., Dezula, S.E.M., Tavares, C., Rocha, J., 2014. Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso. *Braz. J. Geol.* 44, 433–455. doi:<https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030007>.

Silva, M.G., Abram, M.B., 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. *Geological Survey of Brazil, Goiânia, Brazil*, p. 212.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1-35. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Souza, J.P., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C., 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Projeto Promin-Alta Floresta, Relatório Integrado*. Geological Survey of Brazil, Brasília, Brazil, p. 164.

Tang, M., Wang, X.L., Shu, X.J., Wang, D., Yang, T., Gopon, P., 2014. Hafnium isotopic heterogeneity in zircons from granitic rocks: geochemical evaluation and modeling of “zircon effect” in crustal anatexis. *Earth and Planetary Science Letters.* 389, 188-199. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.036>.

Tarelow Neto, J., Moura, M.A., 2021. Paleoproterozoic arc magmatism in the southern Amazonian Craton, Brazil: Constraints from geology, geochemistry, and geochronology of granitic rocks. *J. S. Am. Earth Sci.* 109, 103229. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103229>.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.J.B., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31<sup>th</sup> International Geological Congress, pp. 41-95.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the amazonian Craton. *Episodes* 22, 174-182. doi:<https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/004>.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, Brazil, pp. 471-483.

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

Wu, F.Y., Yang, Y.H., Xie, L.W., Yang, J.H., Xu, P., 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U–Pb geochronology. *Chem. Geol.* 234, 105-126. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.003>.

Zhang, C., Santosh, M., Luo, Q., Jiang, S., Liu, L., Liu, D., 2019. Impact of residual zircon on Nd-Hf isotope decoupling during sediment recycling in subduction zone. *Geoscience Frontiers*. 10, 241-251. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.03.015>.

**ANEXOS – ARTIGO II**

***Nd-Hf ISOTOPIIC COMPOSITION OF THE PALEOPROTEROZOIC MATUPÁ AND TELES PIRES  
INTRUSIVE SUITES: IMPLICATIONS FOR CRUSTAL EVOLUTION OF THE SOUTHERN  
AMAZONIAN CRATON (BRAZIL)***

**Table V. 1.** LA-ICP-MS U-Th-Pb data (Tarelou Neto and Moura, 2021).

Spot/zircon	<sup>206</sup> Pb (cps)	Th/U	Apparent ages (Ma)										Disc. (%)					
			Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 $\sigma$ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 $\sigma$ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$ (%)	r	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		2 $\sigma$ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 $\sigma$ (Ma)	Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 $\sigma$ (Ma)
U-Pb isotope ratios of zircon from the Teles Pires Intrusive Suite - syenogranite (TN-08)																		
Magmatic crystals (1790 $\pm$ 6 Ma)																		
004-ZR1	172	0.63	348726	39	0.11004	0.46	5.25250	0.89	0.34615	0.67	0.75	1800	17	1916	22	1861	15	-6.4
009-ZR4	54	0.88	435974	30	0.10909	1.01	5.19804	1.37	0.34556	0.85	0.62	1784	36	1913	28	1852	23	-7.2
010-ZR5	40	0.54	268725	48	0.10880	0.84	5.11598	1.27	0.34099	0.88	0.69	1780	30	1891	29	1839	21	-6.3
013-ZR38	77	0.70	38730	48	0.11015	1.10	5.04575	1.79	0.33220	1.37	0.76	1802	40	1849	44	1827	30	-2.6
015-ZR40	105	0.70	46668	72	0.10946	0.75	4.98349	1.53	0.33017	1.28	0.84	1790	27	1839	41	1817	26	-2.7
016-ZR41	527	0.43	3365	8	0.11124	1.08	4.92738	2.45	0.32124	2.17	0.88	1820	39	1796	68	1807	41	1.3
019-ZR12	31	0.70	99137	28	0.10966	0.74	4.88122	1.47	0.32282	1.21	0.83	1794	27	1803	38	1799	25	-0.5
022-ZR15	22	0.77	912645	23	0.10927	1.09	4.94712	1.49	0.32834	0.94	0.63	1787	40	1830	30	1810	25	-2.4
026-ZR16	104	1.17	834380	42	0.10858	0.82	4.99979	1.22	0.33392	0.82	0.67	1776	30	1857	27	1819	21	-4.6
026-ZR48	135	0.70	17770	24	0.10945	0.64	5.01638	1.55	0.33237	1.37	0.88	1790	23	1850	44	1822	26	-3.3
029-ZR19	8	0.97	119199	14	0.11082	0.92	4.90460	1.43	0.32095	1.03	0.72	1813	33	1794	32	1803	24	1.0
031-ZR21	23	0.74	921894	27	0.10810	0.58	5.13800	1.19	0.34469	0.97	0.82	1768	21	1909	32	1842	20	-8.0
032-ZR22	14	0.54	373899	17	0.10876	0.61	4.92333	1.03	0.32828	0.75	0.72	1779	22	1830	24	1806	17	-2.9
035-ZR23	310	0.54	8913	14	0.10928	0.54	5.19062	1.10	0.34446	0.89	0.80	1787	20	1908	29	1851	19	-6.7
035-ZR55	94	0.63	66505	53	0.11006	0.79	4.94897	1.30	0.32609	0.97	0.74	1800	29	1819	31	1811	22	-1.1
037-ZR25	5	0.83	132179	10	0.10948	0.69	4.81432	1.50	0.31890	1.28	0.85	1791	25	1784	40	1787	25	0.4
039-ZR27	35	1.20	6291941	91	0.10797	0.95	5.22236	1.27	0.35078	0.76	0.60	1765	34	1938	25	1856	21	-9.8
040-ZR28	7	0.96	237733	11	0.10984	0.49	5.00402	1.10	0.33038	0.91	0.83	1797	18	1840	29	1820	19	-2.4
041-ZR29	9	1.13	132196	10	0.11098	0.76	4.82089	1.20	0.31504	0.86	0.71	1815	27	1765	26	1789	20	2.8
042-ZR30	117	0.69	143186	77	0.10891	0.59	5.21826	1.12	0.34747	0.88	0.79	1781	21	1923	29	1856	19	-7.9
Inherited grains (Matupá age)																		
039-ZR59	253	0.37	2703	7	0.11365	1.24	4.39540	1.86	0.28048	1.34	0.72	1859	45	1594	38	1711	31	14.2
050-ZR67	286	0.47	2780	4	0.11365	1.35	4.67710	2.16	0.29844	1.64	0.76	1859	48	1684	49	1763	36	9.4



Table V. 1. (continued 2/5)

Spot/zircon	<sup>206</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio		1 $\sigma$	Ratio	207Pb/ <sup>235</sup> U		1 $\sigma$	Ratio	206Pb/ <sup>238</sup> U		1 $\sigma$	Ratio	Apparent ages (Ma)		2 $\sigma$	Age	2 $\sigma$	Disc. (%)
			<sup>206</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Ratio			1 $\sigma$	Ratio			1 $\sigma$	Ratio			1 $\sigma$	Age				
<b>U-Pb isotope ratios of zircon from the Teles Pires Intrusive Suite - monzogranite (TN-15)</b>																				
Magmatic crystals (1793 $\pm$ 7 Ma)																				
004-ZR1N	16	1.20	38981	17	0.10984	1.44	5.21007	3.33	0.34400	2.98	0.89	1797	52	1906	98	1854	56	1854	56	-6.1
004-ZR30	41	0.37	137563	27	0.11042	0.49	4.77600	1.04	0.31370	0.84	0.81	1806	18	1759	26	1781	17	1781	17	2.6
007-ZR3	28	0.95	622313	25	0.10839	0.64	5.06073	1.03	0.33859	0.72	0.70	1773	23	1880	23	1830	17	1830	17	-6.1
008-ZR4	13	0.99	172695	23	0.10943	0.72	4.92212	1.42	0.32621	1.17	0.82	1790	26	1820	37	1806	24	1806	24	-1.7
009-ZR34	7	0.86	277894	16	0.11000	0.56	5.04200	1.12	0.33240	0.89	0.80	1799	20	1850	29	1826	19	1826	19	-2.8
009-ZR5	80	0.59	104558	36	0.10906	0.75	5.08704	1.46	0.33828	1.19	0.82	1784	27	1878	39	1834	25	1834	25	-5.3
010-ZR6	30	0.62	179196	27	0.10840	0.59	5.03172	1.17	0.33663	0.94	0.80	1773	21	1870	30	1825	20	1825	20	-5.5
014-ZR8	29	0.11	951541	29	0.10781	0.46	5.18681	0.93	0.34889	0.72	0.77	1763	17	1929	24	1850	16	1850	16	-9.4
015-ZR9	408	0.70	6135	8	0.10918	0.67	5.16762	1.11	0.34327	0.81	0.73	1786	24	1902	27	1847	19	1847	19	-6.5
016-ZR10	23	1.72	84936	27	0.10955	0.71	4.99315	1.21	0.33055	0.90	0.75	1792	26	1841	29	1818	20	1818	20	-2.7
017-ZR11	24	0.67	124803	26	0.10953	0.42	4.61342	1.04	0.30545	0.87	0.84	1792	15	1718	26	1752	17	1752	17	4.1
020-ZR14	8	1.67	199767	11	0.10997	0.62	5.14354	1.03	0.33920	0.74	0.71	1799	22	1883	24	1843	17	1843	17	-4.7
024-ZR15	40	1.44	8664370	101	0.11029	0.87	4.72350	1.58	0.31060	1.26	0.80	1804	32	1744	38	1771	26	1771	26	3.4
026-ZR17	55	1.71	52812	42	0.10959	0.71	5.16819	1.14	0.34200	0.81	0.71	1793	26	1896	27	1847	19	1847	19	-5.8
027-ZR18	32	0.74	754009	37	0.10831	0.96	5.28833	1.26	0.35410	0.72	0.57	1771	35	1954	24	1867	21	1867	21	-10.3
033-ZR22	21	1.19	92682	23	0.11032	1.47	4.72247	1.82	0.31043	1.00	0.55	1805	53	1743	30	1771	30	1771	30	3.4
037-ZR26	150	0.38	53695	62	0.11105	1.17	4.56293	2.31	0.29798	1.96	0.85	1817	42	1681	58	1743	38	1743	38	7.5
037-ZR54	55	0.25	89353	44	0.10969	0.71	5.19100	1.43	0.34320	1.18	0.83	1794	26	1902	39	1851	24	1851	24	-6.0
038-ZR55	51	1.48	35757	39	0.11075	0.68	4.73800	1.49	0.31020	1.27	0.85	1812	25	1742	39	1774	25	1774	25	3.9
040-ZR29	42	1.16	87789	35	0.11022	0.64	5.15617	1.10	0.33925	0.82	0.74	1803	23	1883	27	1845	19	1845	19	-4.4
045-ZR59	33	0.38	22993	38	0.11029	1.28	4.48000	2.02	0.29460	1.52	0.75	1804	46	1664	44	1727	33	1727	33	7.8
046-ZR60	30	1.46	40842	26	0.11092	0.64	4.43200	1.21	0.28980	0.96	0.79	1815	23	1640	28	1718	20	1718	20	9.6
048-ZR62	25	1.05	45613	28	0.11103	0.85	4.37000	2.32	0.28540	2.12	0.92	1816	31	1619	61	1707	38	1707	38	10.9
Inherited grains (1847 $\pm$ 10 Ma - Matupá age)																				
005-ZR1B	174	0.52	4323	9	0.11270	0.92	4.37337	1.65	0.28143	1.32	0.80	1843	33	1599	37	1707	27	1707	27	13.3
005-ZR31	44	0.38	25292	44	0.11198	1.08	3.42300	4.08	0.22170	3.92	0.96	1832	39	1291	91	1510	63	1510	63	29.5
006-ZR32	248	0.38	2637	3	0.11314	0.60	4.22700	1.37	0.27100	1.17	0.86	1850	21	1546	32	1679	22	1679	22	16.5
015-ZR38	302	0.32	4253	19	0.11293	0.78	5.20600	1.40	0.33430	1.11	0.79	1847	28	1859	36	1854	24	1854	24	-0.7
016-ZR39	108	0.76	3308	9	0.11252	0.65	3.91000	2.00	0.25200	1.85	0.93	1841	23	1449	48	1616	32	1616	32	21.3
019-ZR42N	43	0.19	310601	30	0.11404	0.61	5.21300	1.25	0.33150	1.03	0.82	1865	22	1846	33	1855	21	1855	21	1.0
027-ZR46	35	0.34	36688	34	0.11181	0.60	3.99000	2.02	0.25880	1.89	0.94	1829	22	1484	50	1632	33	1632	33	18.9
034-ZR51	168	0.58	4840	7	0.11358	0.49	3.41900	1.55	0.21830	1.42	0.92	1857	18	1273	33	1509	24	1509	24	31.5

**Table V. 1.** (continued 3/5)

Spot/zircon	<sup>204</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 σ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 σ (%)	r	Apparent ages (Ma)				Disc. (%)		
												Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ (Ma)		Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 σ (Ma)
Magmatic crystals (1864 ± 19 Ma) and inherited grains																		
004-ZR2	49	0.61	90272	56	0.11688	0.51	5.44954	1.05	0.33812	0.83	0.80	1909	18	1878	27	1893	18	1.6
005-ZR3	79	0.56	11008	19	0.11676	0.73	5.33681	1.61	0.33148	1.38	0.86	1907	26	1846	44	1875	27	3.2
006-ZR4	74	0.59	67090	36	0.11411	0.98	5.33784	1.33	0.33923	0.81	0.61	1866	35	1883	26	1875	23	-0.9
013-ZR8N	50	0.67	41345	35	0.11775	2.30	5.19682	2.82	0.32006	1.59	0.56	1922	81	1790	49	1852	47	6.9
016-ZR10	40	0.44	87014	39	0.11632	1.60	5.43213	1.95	0.33869	1.06	0.54	1900	57	1880	35	1890	33	1.1
017-ZR11N	57	0.64	51226	32	0.11540	1.29	5.35280	1.63	0.33638	0.92	0.56	1886	46	1869	30	1877	28	0.9
018-ZR11B	17	0.55	417608	18	0.11502	1.03	5.59062	1.52	0.35249	1.06	0.69	1880	37	1946	35	1915	26	-3.5
019-ZR12	18	0.55	145833	18	0.11560	0.92	5.64697	1.27	0.35426	0.80	0.63	1889	33	1955	27	1923	22	-3.5
020-ZR13	177	0.50	5963	10	0.11626	0.82	5.37416	2.08	0.33522	1.88	0.90	1900	29	1864	61	1881	35	1.9
023-ZR14	22	0.48	83645	20	0.11498	0.60	5.74229	1.71	0.36218	1.55	0.91	1880	22	1992	53	1938	29	-6.0
024-ZR15	18	0.60	180845	41	0.11571	0.65	5.51369	1.41	0.34558	1.19	0.85	1891	23	1913	39	1903	24	-1.2
026-ZR17	44	0.49	98490	32	0.11454	0.56	5.91512	1.71	0.37453	1.58	0.92	1873	20	2051	55	1963	30	-9.5
027-ZR18	15	0.55	123446	20	0.11519	0.65	5.25609	1.76	0.33093	1.59	0.90	1883	23	1843	51	1862	30	2.1
028-ZR19	18	0.67	127888	25	0.11580	0.51	5.24034	1.60	0.32819	1.47	0.92	1892	18	1830	47	1859	27	3.3
029-ZR20	69	0.98	29886	36	0.11657	0.70	5.07568	2.48	0.31578	2.35	0.95	1904	25	1769	73	1832	42	7.1
033-ZR22	13	0.59	140916	18	0.11581	0.63	5.44299	1.13	0.34085	0.86	0.76	1892	23	1891	28	1892	19	0.1
034-ZR23	67	0.59	22201	12	0.11661	0.54	5.68879	1.82	0.35378	1.70	0.93	1905	19	1953	57	1930	31	-2.5
038-ZR26B	112	0.52	6668	11	0.11683	0.82	5.21607	1.75	0.32378	1.50	0.86	1908	29	1808	47	1855	30	5.2
007-ZR5	256	0.68	3615	15	0.12558	1.71	6.43732	2.37	0.37174	1.61	0.68	2037	60	2038	56	2037	41	0.0
036-ZR25	121	1.05	13331	34	0.13505	3.58	7.65652	4.15	0.41115	2.08	0.50	2165	122	2220	78	2192	73	-2.6

Table V. 1. (continued 4/5)

Spot/zircon	<sup>204</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 $\sigma$ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 $\sigma$ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 $\sigma$ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 $\sigma$ (%)	r	Apparent ages (Ma)				Disc. (%)		
												Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (Ma)	2 $\sigma$ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U (Ma)	2 $\sigma$ (Ma)		Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma)	2 $\sigma$ (Ma)
Magmatic crystals (1881 $\pm$ 5 Ma)																		
004-ZR2N	9	0.36	192191	15	0.11538	0.56	5.44805	1.14	0.34245	0.92	0.81	1886	20	1898	30	1892	19	-0.7
005-ZR2B	54	0.50	88417	31	0.11614	0.50	5.33961	1.54	0.33342	1.41	0.92	1898	18	1855	45	1875	26	2.2
006-ZR3	19	0.46	241447	18	0.11477	0.48	5.56008	1.50	0.35133	1.37	0.91	1876	17	1941	46	1910	26	-3.4
008-ZR5	77	0.53	185470	19	0.11564	0.65	5.60665	4.68	0.35161	4.62	0.99	1890	23	1942	154	1917	79	-2.8
010-ZR7	70	0.80	13664	28	0.11601	0.86	5.41064	1.82	0.33824	1.56	0.86	1896	31	1878	51	1887	31	0.9
015-ZR10	10	0.56	208870	15	0.11454	0.56	5.48215	1.08	0.34710	0.85	0.79	1873	20	1921	28	1898	19	-2.6
017-ZR12	26	0.47	211455	23	0.11455	0.53	5.50100	1.15	0.3483	0.95	0.83	1873	19	1926	32	1901	20	-2.9
019-ZR13B	64	0.45	58644	40	0.11581	0.74	5.21515	2.50	0.32658	2.36	0.94	1892	27	1822	75	1855	42	3.7
020-ZR14	55	0.53	224736	34	0.11420	0.68	5.51986	1.15	0.35052	0.85	0.74	1867	24	1937	28	1904	20	-3.7
024-ZR16	14	0.46	171500	17	0.11490	0.57	5.27599	1.14	0.33301	0.91	0.80	1878	20	1853	29	1865	19	1.3
026-ZR17B	9	0.52	230868	15	0.11452	0.52	5.53123	1.36	0.35027	1.20	0.88	1872	19	1936	40	1905	23	-3.4
030-ZR21	143	0.59	7751	10	0.11488	0.86	5.33997	4.21	0.33712	4.10	0.97	1878	31	1873	133	1875	71	0.3
034-ZR23	12	0.41	415528	17	0.11449	0.51	5.51522	1.02	0.34935	0.79	0.78	1872	18	1932	26	1903	17	-3.2
038-ZR27	16	0.41	109854	22	0.11538	0.53	5.63617	1.14	0.35425	0.95	0.83	1886	19	1955	32	1922	20	-3.7
042-ZR30	17	0.58	175573	21	0.11541	0.81	5.28915	1.34	0.33237	1.00	0.75	1886	29	1850	32	1867	23	1.9
Inherited grains (1962 $\pm$ 7.4 Ma - Creporizão age)																		
009-ZR6	18	0.82	237050	20	0.12051	0.72	6.30624	1.35	0.37949	1.07	0.80	1964	26	2074	38	2019	23	-5.6
027-ZR18	118	0.86	62141	44	0.11982	0.56	5.07053	1.22	0.30691	1.02	0.83	1953	20	1725	31	1831	21	11.7
029-ZR20	61	0.39	85180	33	0.12024	0.97	4.86560	2.48	0.29346	2.25	0.91	1960	34	1659	66	1796	41	15.4
040-ZR29N	87	0.85	20056	36	0.12173	1.00	6.29462	1.51	0.37501	1.08	0.71	1982	35	2053	38	2018	26	-3.6

**Table V. 1.** (continued 5/5)

Spot/zircon	<sup>204</sup> Pb (cps)	Th/U	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1 σ (%)	Ratio <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1 σ (%)	Ratio <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1 σ (%)	f	Apparent ages (Ma)					Disc. (%)	
												Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 σ (Ma)	Age <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ (Ma)	Age <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		2 σ (Ma)
<b>U-Pb isotope ratios of zircon from the Matupá Intrusive Suite - syenogranite facies 1 - (TN-75)</b>																		
Magmatic crystals (1859 ± 8 Ma)																		
005-ZR03	14	1.41	115661	18	0.11316	0.71	5.11679	1.41	0.32793	1.16	0.82	1851	26	1828	37	1839	24	1.2
006-ZR04	10	0.51	149054	13	0.11377	0.66	5.14054	1.29	0.32767	1.04	0.81	1861	24	1827	33	1843	22	1.8
010-ZR08	7	0.55	51697	16	0.11453	1.28	5.55803	2.11	0.35195	1.63	0.77	1872	46	1944	55	1910	36	-3.8
023-ZR16	12	1.07	31967	15	0.11321	1.99	5.27504	2.56	0.33791	1.57	0.61	1852	71	1877	51	1865	43	-1.4
038-ZR28	79	0.67	80700	26	0.11399	1.68	5.57475	2.61	0.35467	1.96	0.75	1864	60	1957	66	1912	44	-5.0
039-ZR29	9	0.71	62079	22	0.11419	1.26	5.28387	1.93	0.33557	1.41	0.73	1867	45	1865	46	1866	33	0.1
Inherited grains (population 1 - 1902 ± 11 Ma - Tropas age)																		
003-ZR01	45	0.89	48911	32	0.11531	0.99	5.03388	1.91	0.31658	1.59	0.83	1885	35	1773	49	1825	32	5.9
019-ZR14	5	0.77	169643	11	0.11593	0.67	5.22253	1.56	0.32670	1.36	0.87	1894	24	1822	43	1856	26	3.8
024-ZR17	8	0.65	132046	13	0.11627	0.64	5.23682	1.23	0.32664	0.99	0.80	1900	23	1822	31	1859	21	4.1
025-ZR18N	35	0.81	49318	30	0.11717	0.53	5.07090	1.21	0.31386	1.02	0.85	1913	19	1760	31	1831	20	8.0
033-ZR23	6	1.15	50614	10	0.11823	1.28	5.44150	2.30	0.33379	1.88	0.82	1930	45	1857	61	1891	39	3.8
035-ZR25	38	0.75	53091	24	0.11552	0.84	5.29025	1.69	0.33210	1.42	0.84	1888	30	1849	45	1867	29	2.1
036-ZR26	67	0.61	14994	60	0.11690	0.63	5.43810	1.19	0.33736	0.94	0.79	1909	22	1874	31	1891	20	1.9
040-ZR30	28	0.54	53340	20	0.11559	1.06	5.05910	1.75	0.31740	1.34	0.77	1889	38	1777	42	1829	30	5.9
Inherited grains (population 2 - 1963 ± 24 Ma - Creporizão age)																		
004-ZR02	33	0.65	138901	19	0.11995	0.87	5.09178	1.39	0.30785	1.02	0.73	1955	31	1730	31	1835	23	11.5
009-ZR07	55	0.52	29392	36	0.12126	1.35	5.48820	3.32	0.32823	3.01	0.91	1975	48	1830	96	1899	56	7.3
015-ZR10	250	0.68	2981	13	0.11897	1.19	5.74969	2.71	0.35050	2.40	0.89	1941	42	1937	80	1939	46	0.2
017-ZR12	112	0.44	3055	28	0.12216	0.93	4.80761	1.84	0.28541	1.54	0.84	1988	33	1619	44	1786	31	18.6
029-ZR21	42	0.91	44123	27	0.11972	1.07	5.56095	1.83	0.33685	1.44	0.78	1952	38	1872	47	1910	31	4.1

**Table V. 2.** In situ zircon Lu-Hf isotope analysis of rocks from the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite.

Spot/Zircon	Geochemistry Laboratory	U-Pb Age (Ma) $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM}} \text{Hf}$ (Ga)
<b>Lu-Hf isotope ratios of zircon from the Teles Pires Intrusive Suite - syenogranite (sample TN-08)</b>											
Magmatic crystals (1790 $\pm$ 6 Ma)											
004-ZR1	UFOP	1800	17	0.281726	56	0.001842	11	0.281663	0.95	0.127067	2.10
009-ZR4	UFOP	1784	36	0.281729	44	0.002237	13	0.281653	0.22	0.134363	2.12
010-ZR5	UFOP	1780	30	0.281645	62	0.001722	10	0.281586	-2.24	0.126457	2.26
013-ZR38	UFOP	1802	40	0.281755	75	0.001661	10	0.281698	2.23	0.125678	2.03
015-ZR40	UFOP	1790	27	0.281777	70	0.002603	16	0.281689	1.62	0.152401	2.05
016-ZR41	Unb	1820	39	0.281775	22	0.003554	29	0.281652	0.99	0.010788	2.20
019-ZR12	Unb	1794	27	0.281828	30	0.001956	22	0.281761	4.28	0.060359	2.03
022-ZR15	Unb	1787	40	0.281766	22	0.003011	9	0.281664	0.69	0.003984	2.18
026-ZR16	UFOP	1776	30	0.281738	47	0.002257	14	0.281662	0.33	0.136532	2.11
029-ZR19	Unb	1813	33	0.281675	28	0.001608	5	0.281620	-0.30	0.001802	2.22
031-ZR21	UFOP	1768	21	0.281763	40	0.002751	20	0.281671	0.49	0.154254	2.10
032-ZR22	UFOP	1779	22	0.281618	45	0.001268	8	0.281575	-2.68	0.121450	2.28
035-ZR55	Unb	1800	29	0.281804	22	0.002539	66	0.281718	2.89	0.082762	2.09
037-ZR25	Unb	1791	25	0.281950	29	0.003111	42	0.281844	7.17	0.117802	1.92
040-ZR28	UFOP	1797	18	0.281644	55	0.001310	8	0.281599	-1.40	0.121829	2.22
041-ZR29	UFOP	1815	27	0.281700	74	0.001463	9	0.281650	0.82	0.122953	2.12
042-ZR30	UFOP	1781	21	0.281729	46	0.002606	16	0.281641	-0.27	0.141389	2.15
Inherited grain (1859 Ma - Matupá age)											
050-ZR67		1859	48	0.281839	44	0.004887	30	0.281666	2.42	0.186258	2.06

**Table V. 2.** (continued 2/5)

Spot/zircon	Geochemistry Laboratory	U-Pb Age (Ma) $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM}} \text{Hf}$ (Ga)
<b>Lu-Hf isotope ratios of zircon from the Teles Pires Intrusive Suite - monzogranite (sample TN-15)</b>											
Magmatic crystals (1793 $\pm$ 7 Ma)											
004-ZR30	Unb	1806	18	0.281618	23	0.000879	22	0.281588	-1.59	0.045458	2.26
007-ZR3	UFOP	1773	23	0.281670	78	0.001585	10	0.281616	-1.34	0.125026	2.20
008-ZR4	Unb	1790	26	0.281625	29	0.001081	12	0.281588	-1.97	0.028176	2.26
009-ZR34	Unb	1799	20	0.281486	62	0.001286	22	0.281442	-6.92	0.144683	2.46
009-ZR5	UFOP	1784	27	0.281765	83	0.001488	9	0.281714	2.39	0.123430	2.00
016-ZR10	Unb	1792	26	0.281615	33	0.001403	20	0.281567	-2.67	0.048141	2.29
017-ZR11	UFOP	1792	15	0.281808	108	0.002086	13	0.281737	3.37	0.126975	1.96
024-ZR15	UFOP	1804	32	0.281782	78	0.001408	9	0.281734	3.55	0.123402	1.96
026-ZR17	UFOP	1793	26	0.281772	47	0.002230	13	0.281696	1.94	0.139499	2.04
033-ZR22	UFOP	1805	53	0.281735	66	0.001539	9	0.281683	1.74	0.122082	2.06
037-ZR26	UFOP	1817	42	0.281557	66	0.000701	4	0.281533	-3.30	0.115271	2.34
038-ZR55	UFOP	1812	25	0.281728	45	0.002521	15	0.281642	0.46	0.145163	2.13
Inherited grains (1847 $\pm$ 10 Ma - Matupá age)											
015-ZR38	UFOP	1847	28	0.281643	54	0.002133	13	0.281568	-1.37	0.134305	2.26
019-ZR42N	UFOP	1865	22	0.281568	113	0.000734	4	0.281542	-1.87	0.115848	2.30

**Table V. 2.** (continued 3/5)

Spot/zircon	Geochemistry Laboratory	U-Pb Age (Ma) $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM}} \text{Hf}$ (Ga)
<b>Lu-Hf isotope ratios of zircon from the Matupá Intrusive Suite - syenogranite facies 1 - (sample TN-60)</b>											
Magmatic crystals (1864 ± 19 Ma) and inherited grains (1893 ± 6 Ma)											
004-ZR2	Unb	1909	18	0.281548	24	0.001254	42	0.281502	-2.26	0.086141	2.38
005-ZR3	UFOP	1907	26	0.281545	56	0.000833	5	0.281514	-1.87	0.116153	2.34
006-ZR4	Unb	1866	35	0.281603	26	0.000870	8	0.281573	-0.76	0.010141	2.28
013-ZR8N	UFOP	1922	81	0.281582	58	0.000968	6	0.281546	-0.40	0.117670	2.27
016-ZR10	Unb	1900	57	0.281607	30	0.000988	41	0.281572	0.01	0.000458	2.28
017-ZR11N	Unb	1886	46	0.281527	23	0.001301	38	0.281480	-3.57	0.118746	2.41
018-ZR11B	UFOP	1880	37	0.281643	110	0.000935	6	0.281610	0.89	0.117767	2.16
019-ZR12	UFOP	1889	33	0.281645	65	0.001288	8	0.281599	0.71	0.118446	2.18
020-ZR13	Unb	1900	29	0.281578	25	0.001329	61	0.281530	-1.48	0.073858	2.34
024-ZR15	UFOP	1891	23	0.281643	81	0.000599	4	0.281622	1.56	0.115510	2.13
027-ZR18	Unb	1883	23	0.281589	26	0.000872	11	0.281558	-0.88	0.015276	2.30
028-ZR19	UFOP	1892	18	0.281659	69	0.001404	8	0.281609	1.14	0.118848	2.16
029-ZR20	UFOP	1904	25	0.281677	87	0.001237	12	0.281632	2.24	0.126909	2.11
029-ZR20	UFOP	1904	25	0.281788	70	0.001614	10	0.281730	5.71	0.120504	1.91
033-ZR22	UFOP	1892	23	0.281574	61	0.000684	4	0.281549	-0.99	0.115398	2.28
034-ZR23	UFOP	1905	19	0.281624	90	0.001175	8	0.281581	0.45	0.121248	2.21
038-ZR26B	UFOP	1908	29	0.281687	72	0.001816	11	0.281621	1.94	0.130383	2.13

**Table V. 2.** (continued 4/5)

Spot/zircon	Geochemistry Laboratory	U-Pb Age (Ma) $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM}} \text{Hf}$ (Ga)
<b>Lu-Hf isotope ratios of zircon from the Matupá Intrusive Suite - granodiorite facies 2 (sample TN-40)</b>											
Magmatic crystals (1881 ± 5 Ma)											
004-ZR2N	Unb	1886	20	0.281555	25	0.001179	29	0.281513	-2.43	0.065595	2.36
005-ZR2B	Unb	1898	18	0.281602	36	0.001288	17	0.281556	-0.62	0.009750	2.30
006-ZR3	UFOP	1876	17	0.281670	80	0.000866	5	0.281639	1.84	0.116271	2.11
008-ZR5	Unb	1890	23	0.281606	19	0.001373	30	0.281557	-0.76	0.018831	2.30
010-ZR7	unb	1896	31	0.281608	29	0.001523	29	0.281553	-0.77	0.016739	2.31
015-ZR10	Unb	1873	20	0.281561	23	0.001389	50	0.281512	-2.76	0.106832	2.36
017-ZR12	Unb	1873	19	0.281552	19	0.000385	3	0.281538	-1.81	0.017989	2.32
019-ZR13B	UFOP	1892	27	0.281548	58	0.001698	10	0.281487	-3.19	0.128946	2.40
020-ZR14	UFOP	1867	24	0.281627	46	0.001185	7	0.281585	-0.29	0.119418	2.22
024-ZR16	UFOP	1878	20	0.281739	91	0.001492	9	0.281686	3.55	0.119000	2.01
030-ZR21	UFOP	1878	31	0.281608	55	0.001280	12	0.281562	-0.85	0.126204	2.26
034-ZR23	UFOP	1872	18	0.281664	111	0.001167	7	0.281622	1.15	0.117704	2.14
042-ZR30	UFOP	1886	29	0.281616	60	0.000757	9	0.281588	0.27	0.121723	2.20
Inherited grains (1962 ± 7.4 Ma - Creporizão age)											
009-ZR6	UFOP	1964	26	0.281462	75	0.001018	6	0.281424	-3.76	0.116570	2.49
027-ZR18	UFOP	1953	20	0.281667	67	0.001024	19	0.281629	3.27	0.135193	2.09
040-ZR29N	UFOP	1982	35	0.281469	97	0.000581	4	0.281447	-2.54	0.114942	2.43
040-ZR29N	UFOP	1982	35	0.281516	74	0.001297	8	0.281467	-1.82	0.118038	2.39



**Table V. 2.** (continued 5/5)

Spot/Zircon	Geochemistry Laboratory	U-Pb Age (Ma) $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ $\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ $\pm 2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM}} \text{Hf}$ (Ga)		
<b>Lu-Hf isotope ratios of zircon from the Matupá Intrusive Suite - syenogranite facies 1 - (sample TN-75)</b>											
Magmatic crystals (1859 ± 8 Ma)											
005-ZR03	Unb	1851	26	0.281552	30	0.001391	55	0.281503	-3.56	0.172650	2.38
006-ZR04	Unb	1861	24	0.281541	24	0.001655	5	0.281483	-4.06	0.048759	2.41
010-ZR08	UFOP	1872	46	0.281501	64	0.000822	9	0.281471	-4.21	0.121010	2.44
023-ZR16	Unb	1852	71	0.281491	35	0.001057	13	0.281454	-5.31	0.111244	2.44
038-ZR28	UFOP	1864	60	0.281600	63	0.000936	6	0.281567	-1.00	0.117655	2.25
039-ZR29	Unb	1867	45	0.281498	32	0.001690	24	0.281438	-5.50	0.125592	2.47
Inherited grains (population 1 - 1902 ± 11 Ma - Tropas age)											
003-ZR01	UFOP	1885	35	0.281553	53	0.001443	9	0.281501	-2.86	0.123839	2.37
019-ZR14	UFOP	1894	24	0.281599	30	0.001910	12	0.281530	-1.62	0.130900	2.31
024-ZR17	UFOP	1900	23	0.281541	39	0.001128	7	0.281500	-2.53	0.118856	2.37
025-ZR18N	UFOP	1913	19	0.281666	107	0.000900	6	0.281634	2.50	0.116102	2.10
ZR18N	UFOP	1913	19	0.281558	45	0.001530	11	0.281503	-2.15	0.126507	2.36
033-ZR23	UFOP	1930	45	0.281572	54	0.001047	9	0.281533	-0.67	0.121559	2.29
035-ZR25	Unb	1888	30	0.281513	30	0.001233	11	0.281469	-3.93	0.067344	2.42
036-ZR26	Unb	1909	22	0.281561	24	0.001270	4	0.281515	-1.80	0.020981	2.36
040-ZR30	UFOP	1889	38	0.281564	51	0.001209	11	0.281521	-2.06	0.124147	2.33
Inherited grains (population 2 - 1963 ± 24 Ma - Creporizão age)											
004-ZR02	UFOP	1955	31	0.281496	59	0.000852	6	0.281464	-2.54	0.117606	2.41
004-ZR02	UFOP	1955	31	0.281504	41	0.000722	6	0.281477	-2.09	0.116964	2.39
009-ZR07	UFOP	1975	48	0.281673	108	0.000924	7	0.281638	4.10	0.117338	2.06
015-ZR10	UFOP	1941	42	0.281545	56	0.001451	9	0.281491	-1.91	0.127211	2.36
017-ZR12	UFOP	1988	33	0.281549	72	0.001161	7	0.281506	-0.32	0.119751	2.31
029-ZR21	UFOP	1952	38	0.281605	47	0.001583	10	0.281546	0.30	0.125297	2.25
029-ZR21	UFOP	1952	38	0.281519	64	0.000856	9	0.281487	-1.79	0.119246	2.37

**Table V. 3.** Sm-Nd isotope data of rocks from the Teles Pires Intrusive Suite and Matupá Intrusive Suite.

Sample	Petrology	Age (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ meas	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)
<b>Teles Pires Intrusive Suite</b>									
TN-08	Syenogranite	1790	3.740	21.486	0.1052	$0.511557 \pm 5$	0.510318	-0.07	2.09
TN-15	Monzogranite	1793	6.099	35.552	0.1037	$0.511505 \pm 6$	0.510282	-0.71	2.13
<b>Matupá Intrusive Suite</b>									
TN-60	Syenogranite (facies 1)	1864	3.940	23.470	0.1015	$0.511439 \pm 9$	0.510194	-0.61	2.18
TN-75	Monzogranite (facies 1)	1859	6.077	34.667	0.1060	$0.511444 \pm 9$	0.510147	-1.66	2.27
TN-40	Granodiorite (facies 2)	1881	3.182	20.683	0.0930	$0.511300 \pm 9$	0.510149	-1.07	2.20

## ***DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS***

### **VI. 1. DISCUSSÕES**

A geração de magmas graníticos em arcos magmáticos continentais tem sua gênese associada à interação de componentes crustais e mantélicos afetados pela subducção (Moyen & Martin, 2012; Arndt, 2013; Castro, 2014). No estudo de ambientes tectônicos modernos, como o arco magmático dos Andes, as variações isotópicas em sua margem continental refletem a interação de muitos componentes (tais como a placa subductada, sedimentos, fluidos, materiais mantélicos e crosta superior) por vários processos (fusão parcial, assimilação e contaminação crustal, mistura de magmas e cristalização fracionada) (Hildreth & Moorbath, 1988; Rogers & Hawkesworth, 1989; Davidson et al., 1990). Contudo, regiões como o objeto deste estudo (porção centro sul do Cráton Amazônico), podem ser consideradas mais complexas para o entendimento de sua gênese e evolução magmática, uma vez que sua evolução petrológica está atribuída a mais de um ambiente arco magmático. Características petrográficas e geoquímicas da Suíte Intrusiva Matupá revelam afinidade cálcio-alcalina típica de granitos do tipo I gerados em ambiente de arco continental conforme ilustrado pelos diagramas discriminantes de Nachit et al. (1985), Abdel-Rahman (1994) e Pearce et al. (1984) e corroborado pelos padrões em diagramas de elementos terras raras (ETRs) e multielementares.

Análises litogeoquímicas da Suíte Intrusiva Matupá revelam algumas particularidades para essa unidade. O granodiorito da fácies 2 possui características químicas similares às de granitos magnesianos e metaluminosos (Frost et al. 2001) enquanto o sienogranito e monzogranito da fácies 1 são ferrosos e levemente peraluminosos. Além disso, o padrão de distribuição de  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $FeO_t$ ,  $TiO_2$ , e  $P_2O_5$  para as amostras da fácies 2 apontam para o fracionamento de placioglásio, hornblenda, biotita, apatita, titanita e magnetita. A fácies 2 se distingue claramente da fácies 1 no fato de que esta última exibe correlação negativa por  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO_t$  e  $K_2O$ , o que indica fracionamento de feldspato alcalino e plagioclásio bem como de minerais ferro-magnesianos, tais como biotita e hornblenda em menor proporção, e titanita. Os resultados aqui obtidos são em grande parte similares aos de granitos da Suíte Intrusiva Matupá já estudados (Moura & Botelho, 2002; Souza et al., 2005; Silva & Abram, 2008; Silva et al., 2014).

Diagramas de Harker para ambos litotipos da Suíte Intrusiva Matupá, sienogranito e monzogranito, apresentam correlações negativas para  $Al_2O_3$  e  $CaO$ , o que revela a cristalização de feldspato, ao passo que a correlação negativa para  $FeO_t$  sugere a cristalização de biotita e/ou anfibólio. O enriquecimento em K é atribuído à evolução magmática em ambiente de arco

magmático (Harris et al., 1986; Liégeois, 1998), contudo processos pós-magmáticos seriam outra hipótese alternativa. O enriquecimento em ETRs leves em relação a ETRs pesados sugerem uma componente crustal enquanto as anomalias negativas de Eu no sienogranito indicam fracionamento de feldspato durante a evolução do magmatismo granítico.

A Suíte Intrusiva Teles Pires é quimicamente similar ao magmatismo cálcio-alcálico de arcos maduros. Portanto, o sienogranito e monzogranito são petrograficamente e quimicamente distintos para os quais uma fonte parental distinta é sugerida, assim como interpretado para a Suíte Intrusiva Matupá.

#### *Geocronologia e implicações regionais e geotectônicas*

Os dados geocronológicos aqui obtidos para a Suíte Intrusiva Matupá são condizentes com a idade de  $1872 \pm 12$  Ma obtida por Moura & Botelho (2002) para o granito Matupá aflorante na região do município de Matupá. Os dados geocronológicos obtidos neste trabalho sugerem que o evento magmático da Suíte Intrusiva Matupá ocorreu entre  $\sim 1859$ - $1881$  Ma, um intervalo relativamente mais antigo que o previamente sugerido por Bettencourt et al. (2016) ( $1870$ - $1860$  Ma). A população de zircões herdados que se agrupam por volta de  $\sim 1900$  Ma ( $1893 \pm 6$  e  $1902 \pm 11$  Ma) pode ser correlacionada à Suíte Intrusiva Tropas (Santos et al., 2000, 2004) ao passo que a população que se agrupa em torno de  $1960$  Ma pode ser atribuída às rochas graníticas da Suíte Intrusiva Creporizão (Santos et al., 2000, 2004). A ocorrência de zircões herdados correlacionados com as suítes graníticas Creporizão e Tropas indicam contribuição crustal predominante nas populações de zircões estudadas. Ambas as unidades fazem parte do Domínio Tapajós (Província Tapajós-Parimá) localizado no setor sul do Cráton Amazônico (Santos et al., 2006), constatando a extensão do Domínio Tapajós na região de estudo, parte da Província Aurífera Alta Floresta. Tal evidência necessita de um maior aprofundamento quanto ao seu significado na evolução geotectônica na região de estudo.

As idades obtidas para o sienogranito ( $1790 \pm 6$  Ma) e monzogranito ( $1793 \pm 7$  Ma) da Suíte Intrusiva Teles Pires são interpretadas como sua cristalização. Na amostra TN-08, o zircão herdado de  $\sim 1896$  Ma (010-ZR37) pode ser relacionado à Suíte Intrusiva Tropas (Santos et al., 2000, 2004) enquanto os zircões herdados de  $\sim 1881$  Ma (049-ZR-66) e  $\sim 1882$  Ma (021-ZR-14) podem ser atribuídos à Suíte Intrusiva Parauari (ca.  $1880$  Ma; Santos et al., 2000, 2004). A idade de  $\sim 1859$  Ma, obtida a partir dos grãos 039-ZR59 e 050-ZR67 (TN-08), e de  $1847 \pm 10$  são atribuídas às rochas graníticas da Suíte Intrusiva Matupá. A presença de grãos herdados de zircão indica que processos, tais como assimilação crustal e/ou contaminação, tiveram um papel importante na evolução dessas fácies magmáticas.

A Suíte Intrusiva Teles Pires apresenta uma fonte com idade modelo Hf entre 2.3 a 1.9 Ga, indicando uma contribuição mantélica e de retrabalhamento crustal de modo igual em eventos

de geração de crosta, com base nos valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (de +7.17 a -3.30), enquanto os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (de -0.07 a -0.71) indicam uma contribuição crustal mais atuante. Similarmente a Suíte Intrusiva Matupá apresenta idades modelo Hf entre 2.4-1.9 Ga e  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre +5.71 a -5.50, indicam também uma contribuição mantélica e de retrabalhamento crustal de modo igual. A ampla faixa de valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (de -5.50 a +5.71) em contraste com os valores uniformemente negativos de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (de -1.66 a -0.61) da Suíte Intrusiva Matupá (Fig. V. 5) sugerem o desacoplamento dos sistemas isotópicos Nd e Hf que pode estar relacionado com processos reciclagem de sedimentos na zona de subducção, herança da fonte de magma que ocorre em zonas de subducção (Tang et al., 2014; Zhang et al., 2019).

É importante ressaltar que assimilação crustal e contaminação são processos comuns em câmaras magmáticas ou em seus diques de alimentação bem como durante a ascensão de magmas em direção à superfície terrestre (Wilson, 1989; Petford et al., 2000). Dessa forma, as idades U-Pb resultantes dos zircões herdados das suítes intrusivas Teles Pires e Matupá representam pulsos magmáticos distintos de idade paleoproterozoica mais antigos registrados pelo Domínio Peixoto de Azevedo. Essa variação de idade pode ser interpretada como retrabalhamento de terrenos antigos de arco magmático sucessivamente aglutinado ao protocraton, i.e., Província Amazônica Central. Essa hipótese é corroborada pela evolução petrológica proposta para a Província Aurífera de Alta Floresta na Província Tectônica Tapajós-Parima (Tassinari & Macambira, 2004; Santos et al., 2004; Souza et al., 2005; Santos et al., 2006; Silva & Abram, 2008).

Sendo assim, propomos para Suíte Intrusiva Matupá sua origem e evolução atribuída ao arco magmático Cuiú-Cuiú (período Orosiriano) e para Suíte Intrusiva Teles Pires sua origem e evolução atribuída ao arco magmático Juruena cuja evolução é dividida geograficamente em dois segmentos. A evolução magmática do segmento leste está associada à interação de componentes crustais da crosta originada na fase orogênica do arco magmático Cuiú-Cuiú (Domínio Tapajós da Província Tectônica Tapajós-Parimá), enquanto a evolução magmática do segmento oeste está associada à atividade reflexa do Arco Magmático Juruena (entre o período Orosiriano e o Estateriano) (Fig. V. 6). Tais evidências precisam ser melhor investigadas devido à sua importância na evolução geotectônica e metalogênica da região de estudo.

## VI. 2. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados geológicos, geoquímicos e isotópicos das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Teles Pires e Suíte Intrusiva Matupá apresentados nesta tese nos permitem concluir que:

- A Suíte Intrusiva Teles Pires (~1790-1793 Ma) engloba rochas sienograníticas a monzograníticas previamente mapeadas como parte da Suíte Intrusiva Matupá.
- As rochas da Suíte Intrusiva Teles Pires apresentam afinidade cálcio-alcálica de arco magmático.

- Os dados isotópicos das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Teles Pires e da Suíte Intrusiva Matupá apresentados neste estudo indicam uma contribuição mantélica e crustal equivalentes em eventos de geração de crosta.

- Os dados de Hf da população de zircões herdados encontrados na suíte Teles Pires sugerem uma interação de componentes crustais atuantes na sua gênese e evolução magmática, cuja idade U-Pb e assinatura isotópica é condizente a Suíte Intrusiva Matupá.

- A Suíte Intrusiva Matupá (~1859-1881 Ma) possui afinidade cálcio-alcálica do tipo I típica de ambiente de continental.

- As características geoquímicas das fácies 1 (sienogranito e monzogranito) e fácies 2 (granodiorito) da Suíte Intrusiva Matupá revelam que a evolução magmática ocorreu a partir de dois magmas parentais submetidos à assimilação e contaminação crustal.

- A ampla faixa de valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  em contraste com os valores uniformemente negativos de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  da Suíte Intrusiva Matupá sugerem o desacoplamento dos sistemas isotópicos Nd e Hf, o que pode estar relacionado com processos de reciclagem de sedimentos na zona de subducção, herança da fonte de magma que ocorrem em zonas de subducção.

- As idades de zircões herdados de aproximadamente 1960, 1900, 1896 e 1880 Ma das suítes intrusivas Matupá e Teles Pires, respectivamente, apontam para processos de assimilação e/ou contaminação crustal. Esses grupos de idade são correlacionáveis às rochas preexistentes da Suíte Intrusiva Creporizão (idade de ca. 1960 Ma) e Suíte Intrusiva Tropas (idade de ca. 1900 Ma), respectivamente, que integram o Domínio Tapajós.

- Os dados petrológicos e geocronológicos permitem propor a extensão do Domínio Tapajós para a área de estudo, o que tem precisa ser aprofundado com mais dados geológicos e geofísicos. Essa extensão é relevante para o melhor entendimento da evolução geológica do cráton Amazônico e possui importantes implicações metalogenéticas.

- Os zircões herdados correlacionados com a Suíte Intrusiva Creporizão apresentam com idades modelo Hf entre 2.0 a 2.4 Ga e  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre -3.76 a +4.10, enquanto os zircões herdados correlacionados com a Suíte Intrusiva Tropas apresentam idades modelo Hf entre 2.1 a 2.4 Ga e  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  entre -3.93 a +2.50. Futuramente, uma comparação dos dados de Hf obtidos neste trabalho com dados obtidos nas suítes graníticas Creporizão e Tropas no Domínio Tapajós poderão atestar a correlação proposta com a Suíte Intrusiva Matupá.

- Propomos para a Suíte Intrusiva Matupá sua origem e evolução atribuída ao arco magmático Cuiú-Cuiú e para a Suíte Intrusiva Teles Pires sua origem e evolução atribuída ao arco magmático Juruena cuja evolução está dividida geograficamente em dois segmentos: A leste, na área de estudo, tendo sua evolução magmática associada à interação de componentes crustais da crosta originada na fase orogênica do arco magmático Cuiú-Cuiú (Domínio Tapajós da Província

Tectônica Tapajós-Parimá) e a oeste relacionado a uma atividade reflexa do Arco Magmático Juruena.

Portanto, espera-se que a partir dos resultados apresentados nesta tese, forneça subsídios para o desenvolvimento de estudos mais detalhados na região, e que possam contribuir significativamente no entendimento da petrogênese da região.

---

**VII. 1. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>.

Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agraniér, A., Nelson, B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68:2725–2744. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.11.024>.

Allègre, C.J. 2008. *Isotope Geology*. New York, Cambridge University Press, 511 p.

Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S, Barros, M.A.S. 2020. The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, Southern of Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 102:102648. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102648>.

Arndt, N.T. 2013. Formation and Evolution of the Continental Crust. *Geochemical Perspectives*. 2 (3):405-533. Doi:<https://doi.org/10.7185/geochempersp.2.3>.

Assis, R.R., Xavier R.P., Paes de Barros, A.J., Barbuena, D., Miguel-Jr, E. 2012. Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutônicas-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). *Braz. J. Geol.*, 42: 130-161. doi:10.25249/0375-7536.2012421130161.

Assis, R.R., Xavier, R.P., Paes de Barros, A.J, Barbuena, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile, Jr.A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S, Pinho, F. 2014. Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozoicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Eds.), 2014. *Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Geological Survey of Brazil, Belo Horizonte, Brazil, 305-340.

Barbarin B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25:227-238. doi:<https://doi.org/10.1002/gj.3350250306>.

Barbarin, B. & Didier, J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83:145-153. doi:<https://doi.org/10.1017/S0263593300007835>.

Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46:605-626. doi:[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1).

Barbarin, B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Sierra Nevada batholiths, California: nature, origin and relations with the hosts. *Lithos*, 80:155-177. doi:<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>.

Bateman, P.C. 1992. Plutonism in the Central Part of the Sierra Nevada Batholith, California. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1483. doi:<https://doi.org/10.3133/pp1483>.



Bateman, R. 1995. The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth-Science Reviews*, 39:91-106. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00003-S](https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00003-S).

Bettencourt, J.S., Juliani, C., Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Bastos Neto, A.C., Klein, E.L., Assis, R.R., Leite Jr., W.B., Moreto, C.P.N., Fernandes, C.M.D., Pereira, V.P., 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 68:22-49. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.014>.

Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187.

Blichert-Toft, J., Albarède, F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet Sci. Lett.* 148:243-258. doi:[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X).

Blichert-Toft, J., Puchtel, I.S. 2010. Depleted mantle sources through time: evidence from Lu–Hf and Sm–Nd isotope systematics of Archean komatiites. *Earth Planet Sci. Lett.* 297:598-606. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.012>.

Botelho, N.F. & Moura, M.A. 1998. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:427-438. doi:[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00026-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00026-1).

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet Sci. Lett.* 273:48-57. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>.

Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40. doi:[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T).

Brown, M. 2013. Granite: From genesis to emplacement. *Geological Society of America Bulletin*, 125(7/8):1079–1113. doi:<https://doi.org/10.1130/B30877.1>.

Brown, M., Rushmer, T., Sawyer, E.W. 1995. Introduction to special section: Mechanisms and consequences of melting segregation from crustal protoliths. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8):15.551-15.563. doi:<https://doi.org/10.1029/95JB01253>.

Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analyses of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 81:99-114. doi:<https://doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011>.

Campbell, I.H. & Turner, J.S. 1986. The Influence of Viscosity on Fountains Magma Chambers. *Journal of Petrology*, 27(1):1-30. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/27.1.1>.

Carr, M.J., Gazel, E. 2016. Igpets software for modeling igneous processes: examples of application using the open educational version. *Mineralogy and Petrology*, 111:283-289. doi:<https://doi.org/10.1007/s00710-016-0473-z>.

Castro, A. 2014. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5:63-75. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.06.006>.

Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8:173-174.

Chappell, B.W. 1996. Magma Mixing and the Production of Compositional Variation within Granite Suites: Evidence from the Granites of Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(3):449-470. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.449>.

Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., C R, German, Bayon, G., Burton, K. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J. Anal. At. Spectrom.* 17:1567-1574.

Clarke, D.B. 1992. *Granitoid Rocks*. London, Chapman and Hall, 283p. doi:<https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.385.21>.

Clemens, J.D. 1989. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: a comment. *Journal of Petrology*, 30:1313-1316. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/30.5.1313>.

Clemens, J.D. 2003. S-type granitic magmas — petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Science Reviews*, 61:1-18. doi:[https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00107-1](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00107-1).

Cobbing, J. 1996. Granites - an overview. *Episodes*, 19(4):103-106. doi:<https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/002>.

Cobbing, J. 2000. *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*. Berlin, Springer, 141p.

Condie, K.C. 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution* (4<sup>a</sup> ed.). Oxford, Butterworth-Heinemann, 282 p.

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônica com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geológico Chileno, 2, Chile, Actas., Chile*, p. 137-148.

Cordani, U.G. & Teixeira, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, 200:297-320. doi:[https://doi.org/10.1130/2007.1200\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(14)).

Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinentes. *Gondwana Research*, 15:396-407. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.12.005>.

Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., 2000. The metallogenesis of South American platform. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of the South America. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro*, 755-334.

Dardenne, M.A. & Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 392 p.

Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moor bath, S., Wörner, G., Harmon, R.S., López-Escóbar, L. 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, northern Chile). II: Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105:412-432. doi:<https://doi.org/10.1007/BF00286829>.

DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* 3:249-52. doi:<https://doi.org/10.1029/GL003i005p00249>.

DePaolo, D.J. 1981a. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53:189-202. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9).

DePaolo, D.J. 1981b. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophysical Research*, 86:10470-10488. doi: <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10470>.

Dezula, S.E.M., Barros, M.A.S, Pierosan, R., Santos, J.O.S., Assis, R.R. 2018. Granito Aragão – Suíte intrusiva Nhandú – um granito oxidado, tipo A2, de 1967 a 1964 Ma na Província Aurífera Alta Floresta – Cráton Amazônico. *Geologia USP, Série Científica*, 18:3-20. doi: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-434>.

Dickin, A.P. 2005. *Radiogenic Isotope Geology* (2<sup>a</sup> ed.). Cambridge, Cambridge University Press, 471p.

Didier J., Duthou J.L., Lameyre J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1-2): 125-132. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90045-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90045-2).

Dorais, M.J. & Spencer, C.J. 2014. Revisiting the importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: The Cardigan Pluton, New Hampshire. *Lithos*, (202–203):237–249. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.007>.

Erdmann, S., London, D., Morgan, G.B., Clarke, B. 2007. The contamination of granitic magma by metasedimentary country-rock material: an experimental study. *The Canadian Mineralogist*, (45):43-61. doi: <https://doi.org/10.2113/gscanmin.45.1.43>.

Faure, G. & Mensing, T.M. 2005. *Isotopes - Principles and Applications* (3<sup>rd</sup> ed.). New Jersey, Wiley, 897p.

Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Gao, S., Rudnick, R.L., Yuan, H.L., Liu, X.M., Liu, Y.S., Xu, W.L., Ling, W.L., Aiers, J., Wang, X.C., Wang, Q.H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432:892-897. doi: <https://doi.org/10.1038/nature03162>.

Geraldes M.C. 2010. *Introdução à geocronologia*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 146 p.

Gerdes, A., Zeh, A. 2009. Zircon Formation versus zircon alteration-new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chem. Geol.* 261:230-243. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.03.005>.

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 (Annals of the Brazilian Academy of Sciences)*, 72:219-245. doi: <https://doi.org/10.1590/S0001-37652000000200009>.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A. C. (eds.) *Collision Tectonics*. The Geological Society, London, Special Publ., 19:67-81. doi: [10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04).

Hildreth, W.E. & Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98:455-99. doi:<https://doi.org/10.1007/BF00372365>.

Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks. *Mining Geology*, 27:293-305. doi:<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>.

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. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V. 2003. GCDkit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, A186 (abstracts of the Goldschmidt Conference, Japan).

Jerram, D., Petford, N. 2014. *Descrição de Rochas ígneas: Guia Geológico de Campo (2ª Ed.)*. Porto Alegre, Bookman, 280 p.

JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.

Klein, E.L. (org). 2000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e Recursos Minerais da Província Tapajós, Estados do Pará e do Amazonas*. Esc. 1:500.000. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, MME – Secretaria de Minas e Metalurgia, 106p.

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

Lameyre, J, Bowden, P. 1982. Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14:169-186. doi:[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6).

Leite, J.A.D. & Saes, G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 3:113-127. doi:<https://doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100009>.

Liégeois, J.P. 1998. Some words on the post collisional magmatism. *Lithos*, 45:15-17.

Litherland, M., Aspden, J.A., Jernielita, R. A. 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir* 11, 147p.

Ludwig, K.R., 2012. *Isoplot 3.75: a geochronological toolkit for Microsoft Excel User's Manual for Isoplot 3.75*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 5, 75 p.

Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet Sci. Lett.* 39:349-357. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90021-3).

Matteini, M., Junges, S.L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Bühn, B.M. 2010. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília Belt, Central Brazil. *Gondwana Res.* 16:200-212. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.05.008>.

Morel, M.L.A., Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y.J., Miller, J.S., Vroon, P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser ablation MC-ICPMS. *Chem. Geol.* 255:231-235. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.06.040>.

Moreton, L.C. & Martins, E.G., 2005. *Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Geological Survey of Brazil, scale 1:250.000, Brasília, Brazil, 68p.*

Moura, M.A. & Botelho, N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro da Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT). *Braz. J. Geol.*, 32:377-386. doi:10.25249/0375-7536.2002323377386. doi:10.25249/0375-7536.2002323377386.

Moura, M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.

Moura, M.A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kyser, T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.3.585>.

Moyen, J.F. & Martin, H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148:312-336. doi:<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>.

Murphy, J.B. 2006. *Igneous Rock Associations 7. Arc Magmatism I: Relationship Between Subduction and Magma Genesis. Geoscience Canada, 33(4):145-167.*

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition des biotites et typologie magmatique des granitoids. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, 301, 813-818.

Nardi, L.V.S. 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43(1): 85-99.

Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K., Berndt, J. 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chem. Geol.* 241:23-37. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.008>.

Oliveira, F.V. 2015. Chronus: um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICPMS. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 107p.

Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas da Região de Peixoto de Azevedo-MT. Tese de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Econômica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo. Núcleo Norte, 145p.

Paes de Barros, A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas.

Patchett, P.J., Kouvo, O, Hedge, C.E., Tatsumoto, M. 1982. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78:279-297. doi:<https://doi.org/10.1007/BF00398923>.

Patiño-Dulce, A.E. & Johnston, D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib Mineral Petrol*, 107:202-218. doi:<https://doi.org/10.1007/BF00310707>.

Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121:227-244. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90042-6).

Pearce, J.A., Earce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983. doi:<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.-L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408:669-673. doi:<https://doi.org/10.1038/35047000>.

Pinho, M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas Vulcano-plutônicas Paleoproterozóicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências (Brazilian Journal of Geology)*, 32:153-156.

Pitcher, W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsu (ed), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, p. 19-45.

Prado, E.S., Barros, M.A.S., Pinho, F.E.C., Pierosan, R. 2012. Granito Terra Nova - petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta - Cráton Amazônico. *Braz. J. Geol.* 43:101-116. doi:<https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000100009>.

Roberts, R.P & Clemens, J.D. 1993. Origin of high potassium I-type granitoids. *Geology*, 21:825-828. doi:[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2).

Rogers, G. & Hawkesworth, C.J. 1989. A geochemical traverse across the north Chilean Andes: Evidence for crustal generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*. 91:271-285. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90003-4).

Ruiz A.S., Matos J. B., Simões L.S.A., Araújo-Ruiz L.M.B.A., Sousa M.Z.A., Godoy A.M., Costa P.C.C., Fernandes C.J., Almeida H.L. 2005. Arcabouço litoestratigráfico e tectônico do Cráton Amazônico no SW de Mato Grosso: revisão e atualização. *Coletânea Geológica de Mato Grosso vol. 1. Cuiabá, Editora UFMT*, pp. 65-80.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E. 1997. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: *Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts, Campos do Jordão, Brazil*, pp. 280–282.

Santos, J.O.S., Hartman, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N., Fletcher, I. R. 2000. A new understanding of the provinces of the amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.* 3:453-488. doi:[https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3).

Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Moura, M.B. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278–299. doi:<https://doi.org/10.1007/s001260100172>.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., McNaughton, N.J. 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U–Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *Int. Geol. Rev.*, 45(1):27–48. doi:<https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.1.27>.

Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartman, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131:73–109. doi:<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.002>.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia, Actas, 9*. Belém, Brazil, CD-ROM.

Santos, M.M., Lana, C.C., Cipriano, R.A.S. 2014. Development of zircon standards for U–Pb geochronology by laser ablation. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, vol. 9. São Paulo, p. 296p.

Santos, F.S., Pierosan, R., Barros, M.A.S., Geraldies C.G., Lima M.F. 2019. Petrology of the Colíder Group volcanic successions in the northernmost Mato Grosso, Brazil: A contribution to the knowledge of the felsic volcanism of the Alta Floresta Gold Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 89:10–29. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.007>.

Sawyer, E.W., Cesare, B., Brown, M. 2011. When the Continental Crust Melts. *Elements*, 7(4):229–234. doi:<https://doi.org/10.2113/gselements.7.4.229>.

Scherer, E., Münker, C., Mezger, K., et al., 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293:683–687. doi:<https://doi.org/10.1126/science.1061372>.

Schobbenhaus, C. & Brito Neves, B.B. 2013. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J. H. (orgs.). 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, p. 31–37.

Segal, I., Halicz, L., Platzner, I.T. 2003. Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. *J. Anal. At. Spectrom.* 18:1217–1223. doi:<https://doi.org/10.1039/b307016f>.

Shaw, H.R. 1985. Links between magma-tectonic rate balances, plutonism, and volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 90(B13):11,275–11,288. doi:<https://doi.org/10.1029/JB090iB13p11275>.

Silva, G.H., Leal, J.W.L., Montalvão, R.M.G., et al., 1980. Geologia. In: *Projeto Radambrasil, Folha SC.21 Juruena*. Rio de Janeiro, Brazil MME/DNPM, 21–116.

Silva, M.G. & Abram, M.B. 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. *Geological Survey of Brazil, Goiânia, Brazil*, p. 212.

Silva, F.R., Barros, M.A.S., Pierosan, R., Pinho, F.E.C., Rocha, M.L.B.P., Vasconcelos, B.R., Dezula, S.E.M., Tavares, C., Rocha, J. 2014. Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso. *Braz. J. Geol.* 44:433–455. doi:<https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030007>.

Silva, F.R., Barros, M.A.S., Moura, M.A., Pierosan, R., Santos J.O.S., Oliveira D.R.P. 2015. Petrografia, química mineral e geocronologia U-Pb dos granitos da região de Guarantã do Norte, MT: evidências de mistura de magmas. XIV Simpósio de Geologia do Centro Oeste. CD-ROM. Brasília: SBG-CO.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J. 2008. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249:1-35. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Souza, J.P., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Projeto Promin-Alta Floresta, Relatório Integrado. Geological Survey of Brazil, Brasília, Brazil, p. 164.

Tang, M., Wang, X.L., Shu, X.J., Wang, D., Yang, T., Gopon, P., 2014. Hafnium isotopic heterogeneity in zircons from granitic rocks: geochemical evaluation and modeling of “zircon effect” in crustal anatexis. *Earth and Planetary Science Letters.* 389, 188-199. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.036>.

Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Shmus, W.R., Betternocourt, J.S., Taylor, P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro – Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.*, 38(2):161-175. doi:<https://doi.org/10.1080/00206819709465329>.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, pp. 173-182.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldies, M.J.B., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31th International Geological Congress, 41-95.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (Eds.), 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, Brazil, 471-483.

Taylor, J. & Stevens, G. 2010. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: evidence from Archaean mid-crustal anatexites. *Lithos*, 120:277–292. doi:<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.08.015>.

Tobisch, O.T., McNulty, B.A., Vernon, R.H., 1997. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos*, 40:321-339. doi:[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00004-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00004-2).

Vasquez, M.L., Ricci, P.S.F., Klein, E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein, E. L.; Vasquez, M. L.; RosaCosta, L. T. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG – Núcleo Norte (SBG-NO), v.3. p.67-83.



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

Wall, V.J., Clemens, J.D., Clarke, D.B. 1987. Models for granitoid evolution and source compositions. *The Journal of Geology*, 95(6):731–750. doi:<https://doi.org/10.1086/629174>.

Watson, E. & Harrison, T. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2):295-304. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X).

Wernick, E. 2004. Rochas magmáticas Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo, Editora UNESP, 665 p.

White, A.J.R. 1979. Sources of granite magmas. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11, n°. 7, 539p.

White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In J. A. Roddick (ed.), *Circum-Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America Memoirs, 159:21-34. doi:<https://doi.org/10.1130/MEM159-p21>.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis* (10<sup>th</sup> Ed.). Dordrecht, Springer, 466p.

Winter J.D. 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey, Prentice Hall, 697p.

Winter J.D. 2010. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (2<sup>a</sup> Ed.). New Jersey, Pearson Prentice Hall, 738p.

Wu, F.Y., Yang, Y.H., Xie, L.W., Yang, J.H., Xu, P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U–Pb geochronology. *Chem. Geol.* 234:105-126. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.003>.

Zhang, C., Santosh, M., Luo, Q., Jiang, S., Liu, L., Liu, D., 2019. Impact of residual zircon on Nd-Hf isotope decoupling during sediment recycling in subduction zone. *Geoscience Frontiers*. 10, 241-251. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.03.015>.