



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Felipe Corrales Fernández Pereira

Evolução geotectônica dos stocks Neoproterozoicos Marceleza e Leopoldina, remanescentes de arcos magmáticos continentais nos Orógenos Ribeira e Araçuaí: implicações geotectônicas na Província Mantiqueira

Rio de Janeiro

2019

Felipe Corrales Fernández Pereira

**Evolução geotectônica dos stocks Neoproterozoicos Marceliza e Leopoldina,
remanescentes de arcos magmáticos continentais nos Orógenos Ribeira e Araçuaí:
implicações geotectônicas na Província Mantiqueira**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Ivo Antônio Dussin

Coorientadora: Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Rio de Janeiro

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C823 Corrales, Felipe.
Evolução geotectônica dos stocks Neoproterozoicos Marceleza e Leopoldina, remanescentes de arcos magmáticos continentais nos Orógenos Ribeira e Araçuaí: implicações geotectônicas na Província Mantiqueira / Felipe Corrales. – 2019.
159 f.: il.

Orientador: Ivo Antônio Dussin.
Coorientadora: Monica da Costa Pereira Lavalley Heilbron
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estrutural – Miracema (RJ) – Teses. 2. Geologia estrutural – Leopoldina (MG) – Teses. 3. Petrologia – Miracema (RJ) – Teses. 4. Petrologia – Leopoldina (MG) – Teses. 5. Geoquímica – Miracema (RJ) – Teses. 6. Geoquímica – Leopoldina (MG) – Teses. 7. Geologia isotópica – Miracema (RJ) – Teses. 8. Geologia isotópica – Leopoldina (MG) – Teses. 9. Geocronologia – Teses. I. Dussin, Ivo Antônio. II. Heilbron, Monica. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.243(815.3+815.1)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Felipe Corrales Fernández Pereira

**Evolução geotectônica dos stocks Neoproterozoicos Marceleza e Leopoldina,
remanescentes de arcos magmáticos continentais nos Orógenos Ribeira e Araçuaí:
implicações geotectônicas na Província Mantiqueira**

Tese apresentada, como requisito parcial para
obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-
Graduação em Geociências, da Universidade do
Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração:
Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 27 de Junho de 2019.

Coorientadora: Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Ivo Antônio Dussin (Orientador)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares
Universidade Federal de Minas Gerais

Prof.^a Dra. Caroline de Araujo Peixoto
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Luis Guilherme Almeida do Eirado Silva
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof.^a Dra. Camila Cardoso Nogueira
Faculdade de Geologia – UERJ

Rio de Janeiro

2019

DEDICATÓRIA

Esta tese é integralmente dedicada a família Corrales-Fernández, alicerce e fonte das minhas inspirações.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer intensamente aos meus orientadores Dr. Ivo Dussin e Dra. Monica Heilbron por toda atenção e dedicação ao longo do desenvolvimento desta pesquisa, das inúmeras discussões geológicas envolvidas na elaboração desta tese e por todo o carinho que recebi ao longo destes anos.

Aos docentes e servidores da Faculdade de Geologia da UERJ que me auxiliaram e me mostraram o caminho da ciência ao longo desta longa jornada, em especial aos amigos Luiz, Nubia e Gabi, do LGPA, pela imensa dedicação na preparação das amostras e também aos amigos motoristas Bobô e Walter que por muitas vezes fizeram parte das logísticas de campo. À Cida por todas as ajudas nas resoluções dos problemas de logística envolvidos na produção deste trabalho. Aos professores Luís Guilherme (UERJ) e Camila Nogueira (UERJ) faço uma menção especial pelas ajudas elucidativas em momentos de dúvidas geológicas e geoquímicas. À professora Caroline Peixoto (UERJ) pela atenção e dedicação na leitura crítica desta tese. Aos professores Luiz Carlos Silva (CPRM) e Leonardo Gonçalves (UFFOP) por seus comentários e sugestões. Ao Professor Antônio Carlos Pedrosa (UFMG) por sua generosidade na colaboração com este trabalho e sua disponibilidade em participar da banca avaliadora.

Aos pesquisadores e técnicos dos laboratórios de geocronologia de UnB e da UFOP, assim como os do laboratório geoquímico ActLab, no Canadá, pelos cuidados na realização das análises.

Aos companheiros Bernardo, Rose, Brenda, Buda e Edu que me auxiliaram nas etapas de campo ao longo desta longa jornada. Ao amigo Vitalino que além da parceria de campo e das conversas esclarecedoras sobre a geologia observada em campo, abrigou a mim e ao meu pai em seu aconchegante sítio durante trabalho de campo. Também em relação aos trabalhos de campo fico muito agradecido ao meu pai, Alberto, pela disposição e dedicação em me acompanhar quando foi necessário. Sou grato também aos amigos Henrique Bruno, Marcela Lobato e Mariana Carvalho por todas as colaborações em situações diversas, geológicas ou não. À grande Taisinha por toda a paciência e colaboração para a elaboração do mapa geológico digital.

Aos muitos amigos adquiridos ao longo dos anos na Faculdade de Geologia da UERJ, pelos diversos momentos de discussões geológicas, bem como os muitos momentos de descontração que ajudaram a aliviar as preocupações da tese.

À Capes pelo financiamento deste doutorado através de uma bolsa de estudos.

À todos que posso ter esquecido de citar e que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Por último, mas de forma mais que especial, agradeço imensamente a minha amada família (Dolores, Carmen, Isabel, Celia, Alberto, Fernando, Yoli, Thaís, Renata, Victor e Leonardo), que com toda a generosidade e paciência do mundo, estiveram ininterruptamente presentes ao meu lado incentivando e apoiando, de forma irrestrita e incondicional para que todos os meus objetivos fossem alcançados, incluindo a conclusão desta tese. Não posso esquecer meu amado e fiel escudeiro Gallego, pela permanente companhia nas noites insones.

In memoriam, aos meus queridos e sempre presentes avós Fernanda, Victorino e Seu Pepe.

A ciência se compõe de erros que, por sua vez, são os passos até a verdade.

Júlio Verne

RESUMO

CORRALES, Felipe. *Evolução geotectônica dos stocks Neoproterozoicos Marceleza e Leopoldina, remanescentes de arcos magmáticos continentais nos Orógenos Ribeira e Araçuaí: implicações geotectônicas na Província Mantiqueira*. 2019. 159 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

Dois sistemas de arcos foram descritos no Orógeno Neoproterozoico Ribeira: o arco magmático continental interno e o arco magmático intra-oceânico externo. Novos dados geoquímicos, U-Pb e Lu-Hf (LA-ICP-MS) em zircões dos stocks Marceleza e Leopoldina, pertencentes ao sistema de arcos magmáticos continentais internos, na região limítrofe entre os orógenos Ribeira e Araçuaí são apresentados. As rochas magmáticas intermediárias a félsicas possuem altos teores de Ba, Sr, K/Rb, álcalis, LILE e LREE. Os baixos teores de Rb, Th, U, Nb e muito baixos de Y e HREE apontam para a geração dessas rochas em um cenário tectônico de supra-subducção, a partir da fusão da cunha astenosférica acima da placa oceânica em subducção. Os dados U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão indicam idades de cristalização entre ca 650 e 600 Ma, com superimposição metamórfica de alta temperatura em ca 582 Ma. Zircões herdados de idade Toniana foram encontradas nas rochas mais antigas, sugerindo que o desenvolvimento do arco magmático continental poderia ter começado mais cedo. A associação entre os termos básicos (gabros e monzogabros) e intermediários (dioritos e monzodioritos) são geoquimicamente heterogêneas. Alguns representam magmas basálticos cálcio-alcalinos, enquanto os termos mais enriquecidos são basaltos intraplaca com componentes OIB. Juntamente com os dados litogeoquímicos, as assinaturas de Lu-Hf mostram idades modelo T_{DM} entre ca 1.3 a 1.7 Ga, com valores iniciais de ϵ_{Hf} variando de valores ligeiramente negativos (-0.9 a -3.75) a fortemente negativos (até -10.4) indicando que o arco magmático foi desenvolvido em ambiente de margem continental (ou seja, arco do tipo continental). As rochas estudadas representam o arco magmático do Rio Doce na região estudada e estão correlacionadas com outros segmentos de arcos localizados a norte, no Orógeno Araçuaí, e mais ao sul no Orógeno Ribeira, definindo um arco magmático de tipo continental de 1.000 km de comprimento. Este sistema de arcos internos colidiram primeiro contra o Cráton do São Francisco durante a orogenia Neoproterozoica brasileira em torno de ca 580 Ma. A contemporaneidade da grande diversidade geoquímica entre rochas intermediárias a félsicas associadas as variações de rochas básicas, são sugestivas de uma complexa evolução desse sistema de zonas de subducção. Possíveis mecanismos para o enriquecimento magmático podem ter envolvido os processos de *roll-back* e a subducção de rochas da bacia de ante-arco, e o influxo da astenosfera ascendente associada a um processo de *slab-window* (ruptura de placa, subducção da crista) antes da colisão.

Palavras-chave: Província Mantiqueira. Orógeno Ribeira. Orógeno Araçuaí. Stock Marceleza. Stock Leopoldina. Complexo Serra da Bolívia. U-Pb. Lu-Hf. LA-MC-ICPMS. Magmatismo de alto Ba e Sr. *Slab Roll-back*.

ABSTRACT

CORRALES, Felipe. *Geotectonic evolution of the Marceleza and Leopoldina Neoproterozoic stocks, remnants of continental magmatic arcs in the Ribeira and Araçuaí Orogens: geotectonic implications in the Mantiqueira Province*. 2019. 159 f. Tese (Doutorado em Geologia) -Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

Two arc systems have been described within the Neoproterozoic Ribeira belt: the inner continental magmatic arc and the outer intra-ocean magmatic arc. New geochemical, and U-Pb and Lu-Hf (LA-ICPMS) data from zircons of the Marceleza-Leopoldina stocks, belonging to the inner magmatic arc system, in the boundary region between the Ribeira and Araçuaí orogenic belts are presented. The intermediate to felsic magmatic rocks have high Ba, Sr, K/Rb, alkali, LILE and LREE contents. Low Rb, Th, U, Nb, and very low Y and HREE contents point to their generation in a supra-subduction tectonic scenario, from melting of the asthenospheric wedge above a subducting oceanic plate. Zircon U-Pb (LA-ICPMS) data indicates crystallization ages between ca 650 Ma and 600 Ma, with high-grade metamorphic overprint at ca 582 Ma. Tonian inherited zircons were found in the older rocks, suggesting that the development of the continental magmatic arc might have begun earlier. Associated basic (gabbros and monzogabbros) to intermediate (diorites and monzodiorites) terms are geochemically heterogeneous. Some represent less evolved calc-alkaline basaltic magmas, while more enriched terms are intraplate basalts with OIB components. Together with lithogeochemical data, Lu-Hf signatures showing T_{DM} model ages between ca 1.3 to 1.7 Ga, with initial ϵ_{Hf} values ranging from slightly negative values (-0.9 to -3.75) to strongly negative (up to -10.4) indicate a magmatic arc developed on continental margin environment (i.e., continental-type arc). The studied rocks represent the Rio Doce arc in the studied region and are correlated with other arc segments located from the north, in the Araçuaí orogen, to the southernmost Ribeira orogen, defining a 1.000 km long continental-type magmatic arc. This inner arc system first collided against the São Francisco craton during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny around 580 Ma. The great geochemical diversity of coeval intermediate to felsic rocks and the variability of associated basic rocks are suggestive of a complex evolution of the subduction zone system. Possible mechanisms for the enrichment of magmatic products may have involved slab roll-back and subduction of fore-arc rocks, and the influx of ascending asthenosphere associated to slab windows (slab break off, ridge subduction) prior to collision.

Keywords: Mantiqueira Province. Ribeira Orogen. Araçuaí Orogen. Marceleza Stock. Leopoldina Stock. Serra da Bolívia Complex. U-Pb. Lu-Hf. LA-MC-ICPMS. High Ba and Sr magmatism. Slab Roll-back.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização da área alvo na região sudeste do Brasil.....	22
Figura 2 -	Articulação das folhas topográficas 1:100.000 e 1:50.000 e mapa rodoviário ilustrando o trajeto entre as cidades do Rio de Janeiro e Miracema.....	22
Figura 3 -	Articulação das folhas topográficas 1:100.000 e 1:50.000 e mapa rodoviário ilustrando o trajeto entre as cidades do Rio de Janeiro e Leopoldina.....	23
Figura 4 -	Mapa tectônico da América do Sul.....	29
Figura 5 -	Localização dos orógenos Neoproterozoicos do sistema Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental.....	31
Figura 6 -	Mapa tectônico do sudeste brasileiro, com a localização dos Orógenos Ribeira e Araçuaí na província Mantiqueira, incluindo os terrenos de arcos magmáticos.....	32
Figura 7 -	Correlação entre as propostas de subdivisão do Orógeno Ribeira.....	35
Figura 8 -	Mapa de organização estrutural tectônica do Orógeno Ribeira e zona de interferência da faixa Brasília.....	37
Figura 9 -	Seção estrutural do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e Domínios estruturais.....	41
Figura 10 -	Esboço do mapa tectônico dos arcos magmáticos Neoproterozoicos da Província Mantiqueira.....	51
Figure 11 -	Location of the Ribeira and Araçuaí Belts in the tectonic map of SE Brazil, showing the magmatic arc terranes.....	56
Figure 12 -	Tectonic organization of the Ribeira Belt, with the location of the previously described magmatic arcs.....	57
Figure 13 -	Geological map of the studied area with the location of the samples with geochemical and geochronological data within Marceleza and Leopoldina plutons.....	60
Figure 14 -	Field and petrographic aspects of the felsic plutonic rocks of the Marceleza and Leopoldina stocks.....	62
Figure 15 -	Selected geochemical classification diagrams.....	66
Figure 16 -	Selected Harker diagrams with the basic and intermediate to acid rocks. Symbols are displayed within the figure.....	67

Figure 17 - Chondrite normalized REE and Primitive mantle normalized diagrams for the basic rocks.....	68
Figure 18 - Selected tectonic discriminant diagrams for the basic rocks.....	69
Figure 19 - Chondrite Normalized REE and primitive mantle normalized diagrams for the felsic rocks.....	70
Figure 20 - Tectonic discriminant diagrams for the felsic rocks.....	71
Figure 21 - U-Pb diagrams for sample LE-391 (B3 group).....	73
Figure 22 - U-Pb diagrams for sample LE-387 (CA2 group).....	74
Figure 23 - U-Pb and Lu-Hf diagrams for sample MI-55 (B1 group).....	75
Figure 24 - U-Pb and Lu-Hf diagrams for sample MI-09 (B1 group).....	76
Figure 25 - U-Pb and Lu-Hf diagrams for sample MI-56 (B2 group).....	77
Figure 26 - U-Pb and Lu-Hf diagrams for sample MI-08 (CA3 group).....	78
Figure 27 - Geochemical and geochronological synthesis of the new data for the Marceleza-Leopoldina stocks.....	79
Figure 28 - Geochemical comparison between the Marceleza-Leopoldina stocks and the Serra da Bolívia complex (data compiled from HEILBRON et al., 2013)...	81
Figure 29 - U-Pb data of the magmatic arc related rocks of the Araçuaí and Ribeira Belts, divided in their northern-central and southern segments.....	82
Figure 30 - Envisaged tectonic model with four stages.....	86
Figura 31 - Comparação litogeoquímica entre os stocks Marceleza e Leopoldina e o Complexo Serra da Bolívia.....	101
Figura 32 - Síntese geoquímica e geocronológica dos novos dados para os stocks Marceleza e Leopoldina e o Complexo Serra da Bolívia.....	102
Figura 33 - Mapa tectônico da parte norte da Província Mantiqueira.....	106
Figura 34 - Idades U-Pb dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	116
Figura 35 - Idades U-Pb, no intervalo de 580 a 640 (Ma), dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	117
Figura 36 - Idades U-Pb, no intervalo de 570 a 600 (Ma), dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	118

Figura 37 - Idades modelo T_{DM} Sm-Nd dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	119
Figura 38 - Idades modelo T_{DM} Sm-Nd, intervalo de 2.1 a 1.7 Ga, dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	120
Figura 39 - Idades modelo T_{DM} Sm-Nd, no intervalo de 1.6 a 1.3 Ga, dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte e central do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	121
Figura 40 - Idades modelo T_{DM} Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte e central do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	122
Figura 41 - Distribuição dos principais arcos magmáticos continentais do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira.....	126
Figura 42 - Modelo tectônico evolutivo e geodinâmico na formação dos arcos magmáticos continentais do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira.....	128

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 -	Correlação entre a organização tectônica proposta para os Orógenos Ribeira e Araçuaí.....	50
Quadro 2 -	A correlation between the proposed tectonic organization of the Ribeira and Araçuaí Orogens.....	59
Quadro 3 -	Comparative Sm-Nd and Lu-Hf data for the continental magmatic arc rocks of the Araçuaí and Ribeira Belts.....	83
Quadro 4 -	Características composicionais e litogeoquímicas dos principais arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e Araçuaí.....	104
Quadro 5 -	Idades U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	108
Quadro 6 -	Idades modelo T_{DM} Sm-Nd e Lu-Hf, e respectivos $\epsilon(t)$ para as rochas dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.....	123

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	16
1	APRESENTAÇÃO DOS CAPÍTULOS, OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO...	19
1.1	Apresentação dos capítulos subsequentes.....	19
1.2	Objetivos.....	20
1.3	Localização da área e acesso.....	21
2	SÍNTESE DAS ETAPAS METODOLÓGICAS E MÉTODOS UTILIZADOS.....	24
2.1	Introdução.....	24
2.2	Procedimentos analíticos.....	25
2.3	Análises litogeoquímicas.....	25
2.4	Preparação para as análises geocronológicas e geoquímicas isotópicas em grãos de zircão.....	26
2.4.1	<u>Metodologia U-Pb.....</u>	<u>27</u>
2.4.2	<u>Metodologia Lu-Hf.....</u>	<u>28</u>
3	GEOLOGIA REGIONAL.....	29
3.1	Introdução.....	29
3.2	A Província Mantiqueira.....	30
3.3	Compartimentação do Orógeno Ribeira: Subdivisões e modelos tectônicos abordados.....	33
3.3.1	<u>Breve síntese da evolução tectônica do Orógeno Ribeira.....</u>	<u>44</u>
3.4	Compartimentação do Orógeno Araçuaí: subdivisões e modelos tectônicos abordados.....	46
3.4.1	<u>Evolução tectônica e subdivisões do magmatismo no Orógeno Araçuaí.....</u>	<u>47</u>
3.5	Conexões entre as organizações tectônicas dos Orógenos Ribeira e Aracuaí.....	49
4	RESULTADOS.....	53
4.1	Introduction.....	54
4.2	Tectonic framework of the studied region.....	56
4.3	Correlating tectonic organizations of the Ribeira and Araçuaí Orogens.....	58
4.4	The Marceleza and Leopoldina stocks.....	59

4.4.1	<u>The country rocks.....</u>	60
4.4.2	<u>The studied magmatic stocks.....</u>	61
4.5	Analytical procedures.....	63
4.6	Results.....	65
4.6.1	<u>Elemental composition.....</u>	65
4.6.1.1	Basic rocks.....	66
4.6.1.2	Intermediate to acid rocks.....	69
4.6.1.3	U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes.....	72
4.6.1.4	Leopoldina stock.....	73
4.6.1.5	Marceleza Stock.....	75
4.7	Discussion.....	79
4.7.1	<u>The pre-collision Leopoldina and Marcela stocks within the northern extension of Paraíba do Sul-Embú Terrane.....</u>	79
4.7.2	<u>The Marceliza-Leopoldina stocks and Serra da Bolívia complex: an integrated tectonic model for the inner continental magmatic arc system of the Ribeira Orogen.....</u>	81
4.7.3	<u>Marceleza-Leopoldina-Serra da Bolívia arc system as the southern continuation of the Rio Doce Arc (G1 Supersuite): a pre-collisional connection between Ribeira and Araçuaí Orogens.....</u>	84
4.7.4	<u>Envisaged geodynamic evolutionary model.....</u>	85
4.8	Conclusions.....	88
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	98
5.1	Interpretação e evolução geotectônica dos stocks Marceliza e Leopoldina e do Complexo Serra da Bolívia: um modelo tectônico integrado para o sistema de arcos magmáticos continentais internos do Orógeno Ribeira.....	98
5.2	Arcos magmáticos de margens continentais ativas na Província Mantiqueira: síntese do conhecimento atual do magmatismo pré-colisional...	103
5.2.1	<u>O sistema de arcos magmáticos Marceliza-Leopoldina e Serra da Bolívia como a continuação sul do arco Rio Doce (G1 supersuíte): uma conexão pré-colisional entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí.....</u>	107
5.3	Proposta de um modelo evolutivo geodinâmico na formação dos arcos magmáticos continentais do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira.....	127
	CONCLUSÕES.....	130

REFERÊNCIAS.....	134
APÊNDICE A - Mapa geológico.....	156
APÊNDICE B - Mapa de pontos.....	158

INTRODUÇÃO

A pesquisa realizada para esta tese de doutorado apresenta através dos estudos de caracterização geológica, litogeoquímica, geocronológica (U-Pb) e geoquímica isotópica (Lu-Hf) dados inéditos para os stocks Neoproterozoicos Marceleza e Leopoldina, localizados no segmento setentrional do orógeno Ribeira, região central da Província Mantiqueira, no sudeste brasileiro. Adicionalmente, procedeu-se a comparação em âmbito regional entre as rochas dos stocks Marceleza e Leopoldina com outros arcos magmáticos de características similares. Tal comparação teve como base os dados descritos na literatura para os arcos do Complexo Serra da Bolívia e do Rio Doce, incluídos nos orógenos Ribeira e Araçuaí, respectivamente.

O embasamento da região sudeste do Brasil foi edificado durante o evento Brasiliano-Pan-Africano através de colisões diacrônicas que se iniciaram no Neoproterozoico e se estenderam até o Ordoviciano, culminando na amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental. Nesta região, encontram-se dois sistemas orogênicos situados respectivamente a oeste e a leste do Cráton do São Francisco: a) Província Tocantins, englobando os orógenos Brasília e Paraguai/Araguaia; b) Província Mantiqueira que inclui os orógenos Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (ALMEIDA *et al.*, 1977; ALMEIDA *et al.*, 1981, 2000; ALMEIDA & HASUI, 1984; TROMPETTE, 1994; BRITO NEVES *et al.*, 1999; CAMPOS-NETO, 2000; TROUW *et al.*, 2000; BRITO-NEVES, 2003; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2008, 2017; ALKMIM *et al.*, 2006).

Entre os períodos Mesoproterozoico e Neoproterozoico, foram implantadas as bacias sedimentares marginais, desde as fases *rifts* e sinéclises intracratônicas até bacias de margens passivas. Com o progresso do processo de amalgamação do Gondwana Ocidental, decorreu a constituição diacrônica dos diversos orógenos limitados entre os blocos cratônicos colididos que formaram a Província Mantiqueira (ALMEIDA, 1977; TROMPETTE, 1994; CAMPOS-NETO, 2000; CORDANI *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2000, 2012, 2017; BRITO-NEVES, 2003; GOSCOMBE *et al.*, 2003, 2005).

Estes processos de amalgamação entre essas litosferas provavelmente abrangeram as colisões de outros microcontinentes e/ou microplacas, assim como o consequente desenvolvimento de diversos tipos de arcos magmáticos e bacias sedimentares associadas. As últimas etapas destes eventos são registradas durante o Ordoviciano e são caracterizadas por processos de granitogêneses pós-colisionais (BRITO-NEVES *et al.*, 1999; CAMPOS-NETO, 2000; CORDANI *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2017).

A Província Mantiqueira se estende desde o sul da Bahia, do Brasil ao Uruguai ocupando boa parte da costa atlântica da América do Sul. Uma de suas faixas orogênicas é a Faixa Ribeira que é correlata aos cinturões orogênicos do Oeste Congo(Angola) e Kaoko (Namíbia) localizados no continente Africano (BRITO-NEVES *et al.*, 1999; CAMPOS-NETO, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000; CORDANI *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004, 2008, 2017; MANTESSO-NETO *et al.*, 2004; GOSCOMBE *et al.*, 2005; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008, 2011; GRAY *et al.*, 2008).

Na literatura, trabalhos como os de Pimentel & Fuck *et al.*, 1992, Babinski *et al.*, 1996, Pimentel *et al.*, 2000, Tupinambá *et al.*, 2000, 2012, Nalin-Jr. *et al.*, 2000, 2005, Meert, 2001, 2003, Stern, 2002, Silva *et al.*, 2002, Johnson *et al.*, 2003, Noce *et al.*, 2006, Hargrove *et al.*, 2006, Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2008, 2011, Heilbron *et al.*, 2008, 2013, 2017, Basei *et al.*, 2008, Figueiredo, 2009, Novo *et al.*, 2010, Peixoto & Heilbron, 2010, Goncalves *et al.*, 2014, 2016, 2018, Corrales, 2015, Tedeschi *et al.*, 2016, 2018 e Peixoto *et al.*, 2017 entre outros descrevem diversos novos arcos magmáticos ao longo das faixas orogênicas do Gondwana Ocidental.

Estes novos estudos favoreceram a interpretação de um modelo evolutivo mais dinâmico, onde estes arcos continentais, implantados em crosta Paleoproterozoica, foram sucessivamente amalgamados junto à borda leste do Cráton do São Francisco e a porção sul da Faixa Brasília durante a colagem Brasileira-Pan-Africana, como proposto por Heilbron *et al.*, 2008, 2013, 2017 e Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2008, 2011.

No orógeno Ribeira são descritos dois sistemas de arco magmáticos Neoproterozoicos. Há um sistema mais interno no Terreno Paraíba do Sul/Embu, correspondente a um arco magmático de margem continental ativa e um sistema mais externo, no Terreno Oriental, de arcos magmáticos que evoluem desde assinaturas juvenis e intraoceânicas a cordilheiranas representados pelo Complexo Serra da Bolívia (ca 596 ± 5 Ma) e pelos Complexos Rio Negro (ca 790 a 620 Ma) e Serra da Prata (ca 856 a 838 Ma), respectivamente (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007, 2012; HEILBRON *et al.*, 2004, 2008, 2013, 2017; PEIXOTO & HEILBRON, 2010; PEIXOTO *et al.*, 2017).

As rochas ortoderivadas do stocks Neoproterozoicos Marceliza (CORRALES, 2015) e Leopoldina, intrusivas no embasamento Paleoproterozoico (Complexo Quirino) do Terreno Paraíba do Sul/Embu, são homólogas ao arco magmático do Complexo Serra da Bolívia (HEILBRON *et al.*, 2013, 2017; CORRALES, 2015). Na área de estudos afloram rochas ortoderivadas básicas a intermediárias, estiradas na direção NE-SW, de composições variadas desde gabroicas a graníticas.

As associações de rochas básicas são geoquimicamente heterogêneas, algumas representando magmas basálticos levemente cálcio-alcalinos, enquanto os termos mais enriquecidos são componentes basálticos intraplaca do tipo OIB (*Ocean Island Basalts*). Já as rochas intermediárias a félsicas possuem assinaturas geoquímicas com altos teores de Ba e Sr.

Ao final da caracterização geológica, litogeoquímica e isotópica das rochas dos stocks Marceleza e Leopoldina, foi elaborada uma comparação com o Complexo Serra da Bolívia (HEILBRON *et al.*, 2013). Outros segmentos plutônicos de características semelhantes, descritos como arcos magmáticos de margens continentais ativas, encontrados a norte da região estudada abrangendo partes dos Estados do Espírito Santo e de Minas Gerais, agrupados no arco do Rio Doce do orógeno Araçuaí também foram usados para fins de comparação (NOCE *et al.*, 2006; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008, 2011; FIGUEIREDO, 2009; NOVO *et al.*, 2010; TEDESCHI *et al.*, 2016; GONÇALVES *et al.*, 2016, 2018).

A correlação entre os novos arcos magmáticos continentais (Serra da Bolívia, Marceleza e Leopoldina) descritos no orógeno Ribeira no final do Neoproterozoico, com os arcos descritos no orógeno Araçuaí, possibilitam as discussões sobre a possível expansão da conexão pré-colisional entre os orógenos Ribeira e Araçuaí (FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO, 1993; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2011; HEILBRON *et al.*, 2013, 2017; TEDESCHI *et al.*, 2016; DEGLER *et al.*, 2017). Esses estudos podem contribuir com importantes dados a respeito de uma zona carente de informações geológicas na região limítrofe entre estes orógenos. Estas rochas apresentam posições estratégicas na porção central da amalgamação do Gondwana Ocidental e quando bem compreendidas, em termos evolutivos, contribuem na reconstrução da paleogeográfica e na evolução geotectônica do antigo supercontinente Gondwana.

Por fim, esta tese apresenta uma proposta de um modelo tectônico abrangente, capaz de explicar a ocorrência contemporânea das associações litológicas Neoproterozoicas de arcos magmáticos de margens continentais ativas e de rochas do tipo OIB, durante os dinâmicos e complexos processos atuantes nos estágios finais de subducções e colisões, nos cinturões Orogênicos Ribeira e Araçuaí, culminando na amalgamação do supercontinente Gondwana.

1 APRESENTAÇÃO DOS CAPÍTULOS, OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO

1.1 Apresentação dos capítulos subsequentes

Esta tese de doutorado está organizada em capítulos de forma a melhor desenvolver uma discussão sobre os resultados encontrados nos estudos geológicos, litogeoquímicos, geocronológicos e geoquímicos isotópicos dos stocks Marceleza e Leopoldina e de suas rochas correlatas do Complexo Serra da Bolívia.

A tese está redigida sob as normas da biblioteca de geociências da UERJ (Universidade do Estado do Rio de Janeiro). Inicialmente é realizada uma introdução a tese, em seguida no capítulo 1 são apresentados, este item, que trata da apresentação dos capítulos subsequentes, os objetivos do estudo e a localização da área estudada.

O capítulo 2 é referente a uma breve descrição das metodologias utilizadas, durante a realização das etapas de análises litogeoquímicas, geocronológicas (U-Pb) e geoquímicas isotópicas (Lu-Hf) dos stocks Marceleza e Leopoldina. Já o capítulo 3 consiste em uma síntese sobre a geologia regional com foco no orógeno Ribeira, principalmente na região de confluência com o orógeno Araçuaí. Também é realizado neste capítulo um breve resumo da evolução tectônica e das subdivisões do magmatismo existente nos orógenos Ribeira e Araçuaí.

No capítulo 4, são apresentados os resultados obtidos nesta tese, referente aos dados dos stocks Marceleza e Leopoldina, através de um artigo escrito na língua inglesa e submetido (em etapa de revisão) a revista *Precambrian Research*. Neste artigo os stocks Marceleza e Leopoldina são posicionados geologicamente e geotectonicamente, também são apresentados os resultados obtidos nas análises litogeoquímicas, geocronológicas (U-Pb) e geoquímicas isotópicas (Lu-Hf) realizadas e por fim é elaborada uma correlação destes stocks com o Complexo Serra da Bolívia.

Já no capítulo 5 é apresentada uma síntese do conhecimento atual sobre o magmatismo continental pré-colisional na região estudada, através de uma ampla pesquisa bibliográfica sobre as rochas descritas para esta fase tectônica nos orógenos Ribeira e Araçuaí. Este capítulo realiza ainda as discursões e considerações finais referentes aos estudos apresentados nesta tese.

E, por fim, são apresentadas as referências bibliográficas e os apêndices utilizados na elaboração desta tese.

1.2 Objetivos

Esta tese de doutorado tem como objetivos principais estudar as características geológicas, litogeoquímicas, geocronológicas e geoquímicas isotópicas dos litotipos plutônicos dos stocks Marceleza e Leopoldina, localizados na região limítrofe entre os orógenos Ribeira e Araçuaí.

Através do entendimento dos seus aspectos temporais e genéticos, espera-se contribuir para uma melhor compreensão dos ambientes geológicos, bem como dos posicionamentos e evoluções geotectônicas envolvidas nos processos de desenvolvimento desses sistemas orogênicos.

Adicionalmente, a integração dos dados recém obtidos nessa tese, para os novos vestígios de rochas de arcos magmáticos em margens continentais ativas, serão comparados com os dados existentes na literatura para as rochas magmáticas pré colisionais correlatas nos orógenos Ribeira e Araçuaí. Essas comparações suscitam novas discussões, a respeito das prováveis conexões destas litologias com outras unidades plutônicas pré-colisionais, com posições estratégicas no contexto da evolução geotectônica da porção central da Província Mantiqueira.

Os objetivos detalhados são:

- a) Cartografia geológica na escala de 1:250.000, dos stocks Marceleza e Leopoldina;
- b) Caracterização petrográfica dos stocks Marceleza e Leopoldina;
- c) Aplicação da metodologia U-Pb por LA-ICP-MS (*Thermo Neptune Plus* e *laser Photon Machine*) em zircões das rochas do stock Leopoldina, realizado no Laboratório de Isótopos Radiogênicos da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), com o propósito de obter idades de cristalização magmática e de impressão metamórfica;
- d) Caracterização das assinaturas geoquímicas isotópicas de Lu-Hf por LA-ICP-MS (*Thermo Neptune Plus* e *laser Photon Machine*) em zircões das rochas do stock Marceleza, realizado no Laboratório de Isótopos Radiogênicos da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), procurando obter as idades modelo T_{DM} e de auxiliar na identificação, através dos parâmetros petrogenéticos, da natureza da fonte mantélica e dos ambientes tectônicos de *emplacement* dessas rochas;

- e) Análise das assinaturas litogeoquímicas das rochas dos stocks Marceleza e Leopoldina, realizado no laboratório *Activation Laboratories Ltd. (Actlabs)*, em Ontario, Canadá. Estes dados têm como objetivo caracterizar e identificar os processos magmáticos envolvidos na evolução dos litotipos analisados;
- f) Comparação entre os dados obtidos nessa tese para os stocks Marceleza e Leopoldina com dados já publicados na literatura referentes as rochas do Complexo Serra da Bolívia e do Arco Rio Doce, no Orógeno Araçuaí. Estas comparações se darão através características petrográficas, litogeoquímicas, geocronológicas (U-Pb) e geoquímicas isotópicas (Sm-Nd e Lu-Hf), sempre que disponíveis.
- g) Contribuir para apurar um entendimento melhor do modelo de evolução geotectônica dos orógenos Ribeira e Araçuaí, através dos estudos desses diversos arcos magmáticos de margens continentais ativas, desenvolvidos sobre embasamento Paleoproterozoico na edificação da porção central da Província Mantiqueira;
- h) Alvitrar discussões sobre possíveis novas conexões entre as rochas dos stocks Marceleza e Leopoldina, do Complexo Serra da Bolívia e do arco do Rio Doce com outras unidades típicas de arcos magmáticos de margens continentais ativas na Província Mantiqueira.

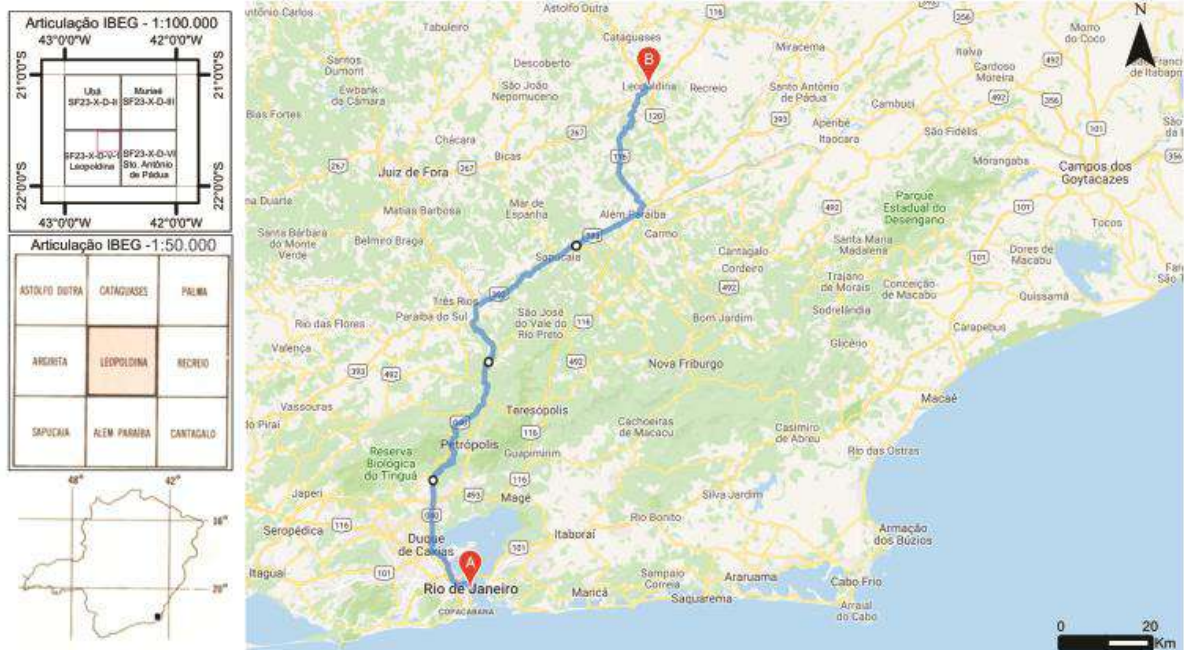
1.3 Localização da área e acesso

As áreas alvo desse estudo, compreendem regiões próximas aos municípios de Miracema, no noroeste do Estado do Rio de Janeiro e de Leopoldina, no sudeste do Estado de Minas Gerais, no sudeste brasileiro (figura 1).

Estas áreas de interesse estão localizadas nas folhas topográficas com escala de 1:100.000, Muriaé (SF.23-X-D-III) e Leopoldina (SF.23-X-D-V), por sua vez, inseridas nas folhas topográficas com escala de 1:50.000, Miracema (SF.23-X-D-III-4) e Leopoldina (SF.23-X-D-V-2), respectivamente.

Para alcançar a área de estudo localizada na folha Leopoldina, o caminho é similar ao anterior e novamente é utilizada como via de acesso à rodovia federal Washington Luiz (BR-040), igualmente até alcançar a cidade de Três Rios de onde se segue através da rodovia BR-393 até o Município de Além Paraíba, a partir do qual deve se prosseguir em sentido a rodovia BR-116 em direção a cidade de Leopoldina (figura 3).

Figura 3- Articulação das folhas topográficas 1:100.000 e 1:50.000 e mapa rodoviário ilustrando o trajeto entre as cidades do Rio de Janeiro e Leopoldina



Fonte: Modificado de [Maps.google.com.br](https://maps.google.com.br)® (GOOGLE, 2019).

2 SÍNTESE DAS ETAPAS METODOLÓGICAS E MÉTODOS UTILIZADOS

2.1 Introdução

Para a elaboração desta tese de doutoramento, inicialmente foi realizada uma ampla revisão bibliográfica da área de estudos e dos arcos magmáticos com características de ambientes pré-colisionais nos Orógenos Ribeira e Araçuaí, para tal foram consultados diversos trabalhos de conclusões cursos de graduação e dados das disciplinas de estágio de campo do arquivo da Faculdade de Geologia da UERJ, bem como dissertações de mestrados, teses de doutorados e artigos científicos publicados na literatura.

Passada esta fase inicial, em seguida foram realizadas as primeiras etapas de campo onde foram coletadas informações geológicas e amostras de rochas dos stocks Marceleza e Leopoldina para posterior confecção de lâminas delgadas descritas utilizando um microscópio ótico.

Após a avaliação das informações geológicas inicialmente obtidas nos trabalhos de campo e nas análises petrográficas preliminares, 39 amostras foram selecionadas para realização de análises litogeoquímicas de rocha total (elementos maiores e traços, incluindo os terras raras). Dentre essas amostras selecionadas, em seis amostras (MI-08, MI-09, MI-55, MI-56, LE-387 e LE-391) foram procedidas também análises geocronológicas através de análises em grãos de zircão por LA-ICP-MS, utilizando a metodologia por U-Pb, sendo que em quatro destas amostras (MI-08, MI-09, MI-55 e MI-56) foram realizadas de forma complementar, análises geoquímicas isotópicas por meio do método Lu-Hf.

As informações geológicas coletadas em campo e as descrições petrográficas das lâminas delgadas resultaram na elaboração do mapa geológico (apêndices A e B), construído utilizando o *software* ARCGIS (versão 10.1), onde são observadas as localizações das amostras selecionadas para análises litogeoquímicas, geocronológicas e geoquímicas isotópicas.

Os litotipos selecionados para as análises laboratoriais estão distribuídos ao longo de toda a extensão dos stocks Marceleza e Leopoldina e são representativos das variações petrográficas e texturais descritas para os stocks. Abrangendo rochas máficas (metagabroicas e metadioríticas) a félsicas, incluindo rochas charnoquitoides com abundância de ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio.

2.2 Procedimentos analíticos

A metodologia adotada nesta tese é a usual em estudos de terrenos pré-Cambrianos de alto grau metamórfico. A preparação das amostras selecionadas para as etapas laboratoriais foram realizadas no LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras) da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), compreendendo a elaboração das lâminas delgadas, a partição em *slabs* das rochas para análises litogeoquímicas de rocha total e as etapas de concentração dos grãos de zircão das amostras selecionadas para as análises de geocronologia e geoquímica isotópica.

2.3 Análises litogeoquímicas

Foram selecionadas 39 amostras características dos diversos litotipos identificados nos stocks Marceleza e Leopoldina para as análises litogeoquímicas de rocha total. As amostras selecionadas foram cortadas em pedaços (*slabs*) entre 30 a 50 gramas cada e posteriormente enviadas ao laboratório Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), em Ontario Canadá. As análises consistiram na leitura de dados dos elementos maiores, traços e terras raras, através do pacote LITHO 4 deste laboratório. O *Activation Laboratories Ltd.* foi incumbido da realização dos procedimentos de quarteamento e moagem dos *slabs* das amostras enviadas, este laboratório também realizou a etapa onde as amostras foram digeridas através de uma água régia, uma associação com três porções de ácido clorídrico (HCl) e uma de ácido nítrico (HNO₃). A espectrometria de emissão atômica (ICP-AES) e a espectrometria de massa (ICP-MS) através de fontes de plasma, são responsáveis pelas análises dos elementos maiores e dos elementos traço e terras raras respectivamente. Maiores detalhes sobre os procedimentos analíticos podem ser encontrados em www.actlabs.com.

Os cálculos necessários para o tratamento dos dados analíticos obtidos e disponibilizados pelo laboratório através do *software Microsoft Excel*® 2013, são realizados utilizando o *software* GCDkit 3.0 com metodologia de Janousek *et al.*, 2006. Através deste *software* são elaborados os gráficos e diagramas litogeoquímicos utilizados na interpretação desses stocks.

2.4 Preparação para as análises geocronológicas e geoquímicas isotópicas em grãos de zircão

Para a realização das análises geocronológicas e geoquímicas isotópicas, através dos métodos U-Pb e Lu-Hf em grãos de zircão, foram selecionadas amostras representativas das variedades litogeoquímicas e texturais dos stocks Marceleza e Leopoldina. O método U-Pb visa a obtenção das idades de cristalização, herança e dos registros de eventos metamórficos e o método Lu-Hf a determinação das idades de extração mantélica (T_{DM}) e seus parâmetros petrogenéticos (ϵHf_0) segundo estudos de Pietranik *et al.*, 2008.

Para o processamento físico utilizou-se quantidades médias entre 25 a 35 kg de cada amostra, que foram criteriosamente lavadas, trituradas e desagregadas próximo a fração de granulometria fina. Para esses procedimentos foram utilizados equipamentos padrões com severos parâmetros de pureza. As etapas subsequentes consistiram da separação densimétrica mineral usando a passagem em bromofórmio para extrair os grãos leves e posteriormente as amostras foram bateadas para a concentração dos grãos minerais pesados. A posteriori, os grãos pesados concentrados passaram por etapas de separação magnética usando inicialmente um ímã de mão, para a exclusão dos minerais fortemente magnéticos e em seguida os grãos restantes foram levados ao aparelho separador eletromagnético *Frantz*, antes da coleta manual dos grãos de zircão (entre 80 e 100 grãos) utilizando-se uma lupa binocular e considerando os padrões morfológicos dos grãos como seus formatos, cores, quantidades de fraturas e a presença ou não de inclusões nos grãos. Em seguida estes grãos foram montados em uma matriz de epóxi (*mount*) com resina (a base de araldite e um endurecedor) sobrepondo os grãos, após a secagem desta resina o epóxi é submetido a processos de abrasão (lixado com 600 *mesh* e polido) visando retirar o excesso da resina, para uma melhor exposição dos grãos no *mount*.

Posteriormente, estes grãos (*mount*) foram encaminhados ao Laboratório Multilab - UERJ, onde foram realizados os procedimentos de imageamentos através de um microscópio ótico (Leica MZ 125) e de um microscópio eletrônico de Varredura (FEI-QUANTA 250), para a aquisição das imagens de estruturas internas via catodoluminescência e das superfícies por elétrons secundários, respectivamente. Após o imageamento dos grãos, suas características texturas foram interpretadas de acordo com as descrições de trabalhos de Corfu *et al.*, 2003 e Harley *et al.*, 2007.

2.4.1 Metodologia U-Pb

Após as etapas de preparações, as amostras selecionadas MI-08, MI-09, MI-55 e MI-56 foram enviadas ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UNB), para a realização das análises de concentrações das razões isotópicas de U e Pb, em grãos de zircão, através do método de ejeção do material por *laser ablation*, foi utilizado um aparelho de espectrometria de massas multi-coletor *Thermo-Finnigan Neptune* (ICPMS), acoplado a um *laser New Wave Nd-YAG* de $213\ \mu\text{m}$, com feixe de diâmetro entre 30 a $50\ \mu\text{m}$ (*spot size*), frequência entre 6 a 10 Hz e 30 a 40% de energia do laser, dependendo das condições específicas e do material analisado.

O procedimento analítico é descrito por Buhn *et al.*, 2009, e envolveu o uso dos padrões JG1, Temora 2 e FC1. O processo de aquisição de dados da razão isotópica dos padrões e das amostras consistiram em medições analíticas de 40 ciclos, cada um com 1.049 segundos de duração, através de uma sequência de análises em quatro grãos da amostra em questão, intercalados com medições de um grão de zircão da amostra padrão e de uma análise em branco.

A leitura dos isótopos de U-Pb em grãos de zircão das amostras LE-387 e LE-391 foram realizadas no Laboratório de Isótopos Radiogênicos da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), utilizando um aparelho de espectrômetro de massas multi-coletor (ICP-MS) *Thermo Neptune Plus* acoplado a um laser *Photon Machine* de $193\ \mu\text{m}$. Durante a análise destas amostras foi utilizado um feixe (*spot*) de $25\ \mu\text{m}$, com energia de 55% e 8 Hz de taxa de frequência. O padrão utilizado foi o GJ-01, que possui razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0989065$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.060136 \pm 5$ de Jackson *et al.*, 2004.

Para a seleção dos dados na construção dos diagramas da concórdia, esta tese estabeleceu limites na utilização das razões obtidas, considerando aspectos tais como: discordâncias inferiores a 5%; valores de chumbo comum (^{204}Pb) superiores a 0.5% e erros das razões isotópicas medidas superiores a 10%. Quando necessário, a correção de Pb comum foram feitas através de planilhas de Buhn *et al.*, 2009, seguindo o modelo de Stacey & Kramers, 1975.

As reduções dos dados analíticos foram produzidas utilizando-se um *Template* cuja metodologia encontra-se descrita em Chemale *et al.*, 2012. Enquanto para a construção e interpretação dos diagramas de cálculos das idades, utilizou-se os *softwares* “*Isoplot V.3*” de Ludwig, 2003 e o *Microsoft Excel*® 2003.

2.4.2 Metodologia Lu-Hf

As quatro amostras (MI-08, MI-09, MI-55 e MI-56) selecionadas para geoquímica isotópica pelo método de Lu-Hf em zircão, foram analisadas no Laboratório de Isótopos Radiogênicos da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) utilizando-se o mesmo aparelho utilizado na datação por U-Pb das amostras LE-387 e LE-391, o espectrômetro de massas multi-coletor (ICP-MS) *Thermo Neptune Plus* acoplado a um laser *Photon Machine 193* µm.

Nesta metodologia foram selecionados os mesmos grãos de zircão analisados inicialmente pelo método U-Pb e que forneceram as idades finais de cristalização dessas amostras. As análises foram realizadas por *laser ablation*, utilizando o mesmo local produzido para a datação U-Pb nos grãos de zircão, com um feixe (*spot*) de 40 µm de diâmetro, sendo medidas 50 razões em 60 segundos, com uma energia de 70% e uma frequência de 08 Hz.

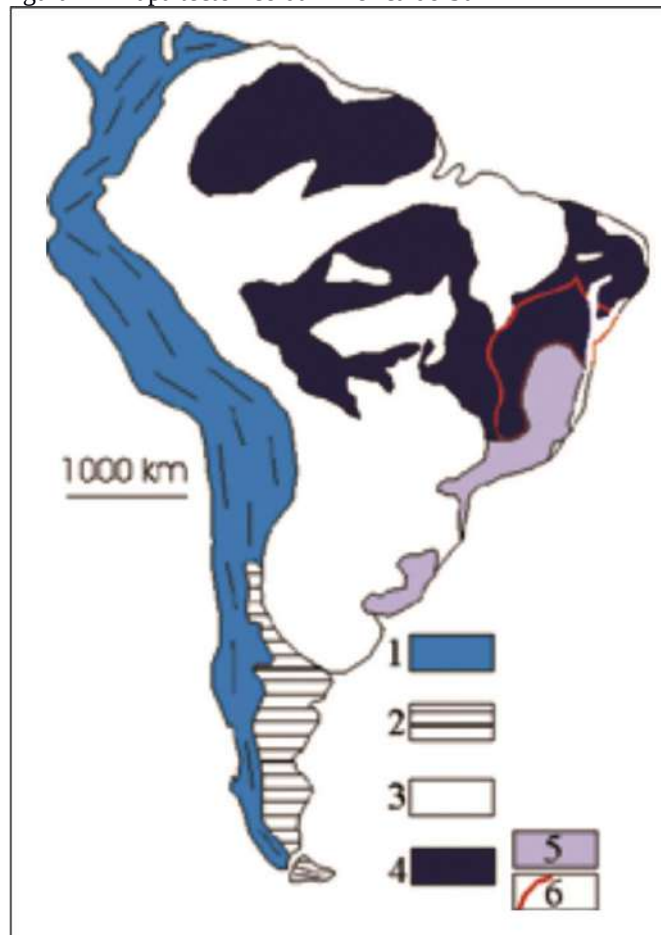
As sequências de aquisições de dados contém 50 ciclos e após as aquisições dos dados é feito o tratamento dos mesmos utilizando-se uma planilha do *software Microsoft Excel*® 2003 adaptada para correções isobáricas pelo método descrito em Chemale *et al.*, 2012. Os zircões padrões utilizados para as correções e calibrações incluem: o zircão GJ-01 com idade de 608 ± 0.4 Ma e razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.00025$ com $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282004 \pm 5$ de Jackson *et al.*, 2004; o zircão 91.500 com idade de 1.065 ± 0.06 Ma e razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.00231$ com $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282305 \pm 8$ de Wiedenbeck *et al.*, 1995; o zircão Plešovice com idade de 337 ± 0.37 Ma e razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.28248$ com $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282475 \pm 0.4$ de Sláma *et al.*, 2008 e razões $X = ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ com $^{176}\text{X}/^{177}\text{X} = 0.28325$ de Andersen *et al.*, 2009. Mais detalhes sobre os procedimentos analíticos podem ser encontrados em Santos *et al.*, 2017

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Introdução

O continente Sul-Americano é geologicamente constituído por três unidades tectônicas maiores (figura 4) a Plataforma Sul-Americana, a Plataforma da Patagônia e a Faixa Andina (ALMEIDA *et al.*, 1977, 1981; ALMEIDA & HASUI, 1984; TROMPETTE, 1994; BRITO-NEVES *et al.*, 1999; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004, 2012; MANTESSO-NETO *et al.*, 2004).

Figura 4 - Mapa tectônico da América do Sul



Legenda: 1- Sistema orogênico Andino; 2- Terreno Patagônia; 3- Cobertura Fanerozoica da Plataforma Sul-Americana; 4- Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton do São Francisco (6).
 Fonte: MANTESSO-NETO *et al.*, 2004 - *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, modificado de ALMEIDA & HASUI, 1984 e TROMPETTE, 1994.

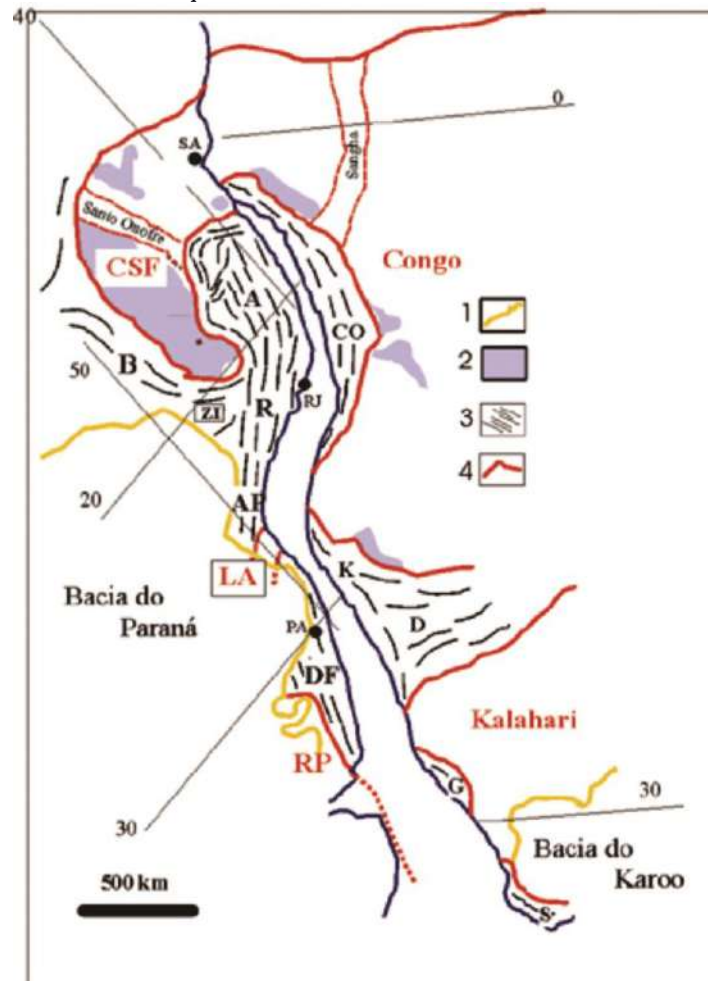
A Plataforma Sul-Americana foi consolidada no final do Neoproterozoico e início do Cambriano, durante o processo de amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental, sua região ocidental é descrita na literatura como um complexo mosaico de múltiplos episódios orogênicos diacrônicos, Neoproterozoicos a Cambrianos, gerados durante o evento Brasileiro - Pan-Africano (colagem orogênica Brasileira, ca. 900 - 520 Ma), circundando as áreas cratônicas que representam remanescentes de paleoplacas Arqueanas - Paleoproterozoicas (Cráton do São Francisco, Luiz Alves, Rio de La Plata) e Mesoproterozoicas (Cráton Amazônico). Além de coberturas Fanerozoicas que recobrem parte das áreas cratônicas e das faixas móveis Neoproterozoicas - Cambrianas (ALMEIDA *et al.*, 1977; BRITO-NEVES *et al.*, 1999; TROUW *et al.*, 2000; CORDANI *et al.*, 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003; BRITO-NEVES, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004, 2012; MANTESSO-NETO *et al.*, 2004; SCHMITT *et al.*, 2004; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011).

As faixas móveis Neoproterozoicas - Cambrianas possuem um longo e contínuo processo evolutivo que incluem o desenvolvimento de margens passivas, o retrabalhamento tectono-metamórfico do embasamento, a formação de arcos magmáticos e bacias sedimentares associadas e finalmente as rochas granitoides geradas durante as sucessivas etapas dos eventos colisionais da colagem Brasileira na amalgamação do Gondwana Ocidental. No início do Ordoviciano ocorre o encerramento da orogenia Brasileira e a consequente passagem para o estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA & HASUI, 1984; CORDANI *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000; BRITO-NEVES, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004, 2008; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011).

3.2 A Província Mantiqueira

Na margem leste dos Crátons do São Francisco, de Luis Alves e do Rio de La Plata foi estruturada a denominada Província Mantiqueira (figura 5). Enquanto sua contraparte africana encontra-se a oeste dos Crátons do Congo, de Angola e do Kalahari, junto com os cinturões orogênicos do Congo Ocidental, Kaoko e Gariep (TROMPETTE, 1994; BRITO-NEVES *et al.*, 1999; CORDANI *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004, 2007; MANTESSO-NETO *et al.*, 2004; ALKMIM *et al.*, 2006; MEERT & LIEBERMAN, 2008; GRAY *et al.*, 2008, PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011).

Figura 5 - Localização dos orógenos Neoproterozoicos do sistema Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental



Legendas: 1- Bacias Fanerozoicas; 2- Coberturas Cratônicas; 3- orógenos Neoproterozoicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano); 4- Crátons Arqueanos - Paleoproterozoicos (CSF- São Francisco, LA- Luís Alves, RP- Rio de La Plata); Na África localizam-se os orógenos Neoproterozoicos do Congo Ocidental (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariep (G) e Saldania (S), relacionadas aos Crátons do Congo e Kalahari.

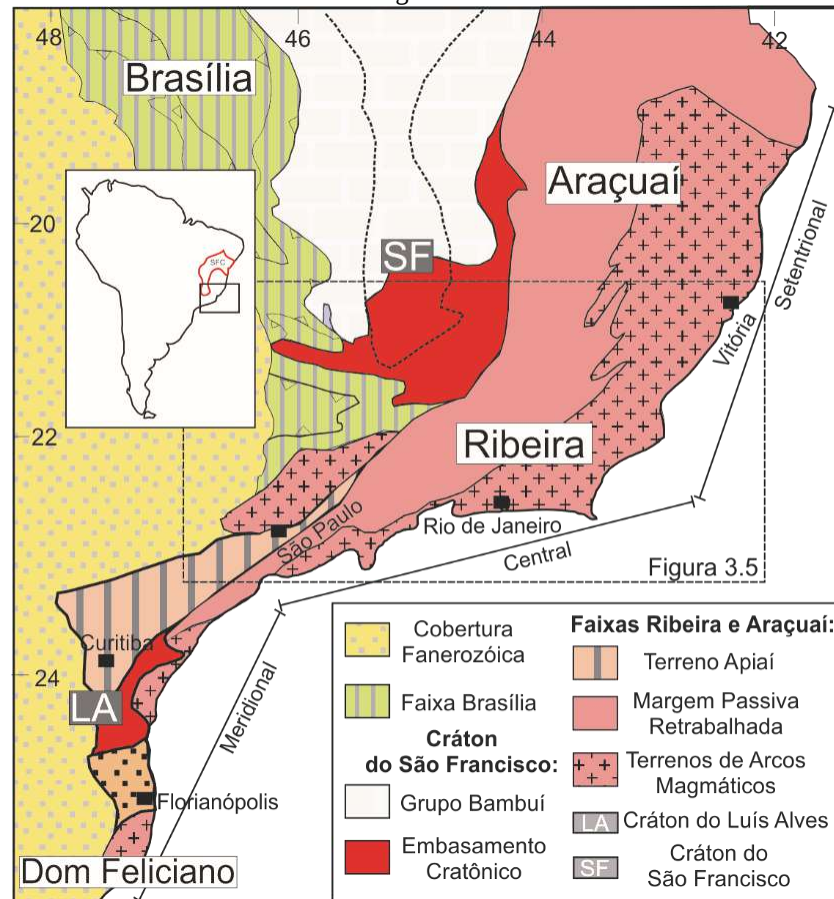
Fonte: MANTESSO-NETO *et al.*, 2004 - *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, modificado de TROMPETTE, 1994.

A Província se estende por quase quatro mil quilômetros ao longo da costa atlântica Sul-Americana, desde o Estado da Bahia até o Uruguai, compreende um sistema de múltiplos orógenos de idades Neoproterozoicas a Cambrianas, que evidenciam os episódios de colisões entre os fragmentos de paleocontinentes e os arcos magmáticos desenvolvidos durante as etapas colisionais (ALMEIDA *et al.*, 1977; BRITO-NEVES *et al.*, 1999; TROUW *et al.*, 2000; CORDANI *et al.*, 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003; BRITO-NEVES, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004, 2007, 2012; MANTESSO-NETO *et al.*, 2004; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008, 2011).

Compreende unidades estratigráficas maiores, que incluem: embasamento Arqueano - Paleoproterozoico, bacias intra-continentais de idades Paleoproterozoicas e Mesoproterozoicas, sequências metassedimentares e vulcano-sedimentares Neoproterozoicas, intrusões de granitoides pré-colisionais e sin-colisionais e uma sequência de coberturas Neoproterozoicas associadas a bacias tardi-orogênicas (MACHADO *et al.*, 1996; BRITO-NEVES *et al.*, 1999; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2008, 2012, 2017; TROUW *et al.*, 2000; SILVA *et al.*, 2002; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008, 2011; NOVO *et al.*, 2010; GONÇALVES *et al.*, 2016).

A Província Mantiqueira é dividida em três seções estruturais (figura 6), do norte para o sul, através dos segmentos: setentrional (Orógeno Araçuaí), central (Orógeno Ribeira) e meridional (Orógeno Dom Feliciano - São Gabriel), (ALMEIDA & HASUI, 1984; TROMPETTE, 1994; CORDANI *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000; ALKMIM *et al.*, 2006; HEILBRON & MACHADO, 2003; MANTESSO-NETO *et al.*, 2004; HEILBRON *et al.*, 2004a, 2008, 2012, 2017; GRAY *et al.*, 2008; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008, 2011).

Figura 6 - Mapa tectônico do sudeste brasileiro, com a localização dos Orógenos Ribeira e Araçuaí na província Mantiqueira, incluindo os terrenos de arcos magmáticos



Fonte: Modificado de HEILBRON *et al.*, 2004.

Baseados em um grande conjunto de dados geocronológicos, o início de todo esse sistema data por volta de ca. 890 Ma, com sucessivas fases colisionais ao longo do tempo, sendo os principais eventos registrados em ca. 620 - 595 Ma, 600 - 565 Ma e 535 - 520 Ma (MACHADO *et al.*, 1996; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2000, 2008, 2012, 2017; TROUW *et al.*, 2000; HACKSPACHER *et al.*, 2000; SILVA *et al.*, 2002; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011; HEILBRON & MACHADO, 2003; PRAZERES-FILHO *et al.*, 2003; SCHMITT *et al.*, 2004; FIGUEIREDO, 2009; NOVO *et al.*, 2010; VALLADARES *et al.*, 2012; TEDESCHI *et al.*, 2016, 2018; GONÇALVES *et al.*, 2016, 2018; PEIXOTO *et al.*, 2017).

No segmento central da Província Mantiqueira encontra-se o Orógeno Ribeira, alvo de estudos desta tese. Sua evolução é marcada por cinco episódios tectônicos. O primeiro tem sua importância devido à formação de rochas do embasamento cristalino, que resultaram na amalgamação do paleocontinente São Francisco - Congo; O segundo episódio envolve a quebra do paleocontinente São Francisco - Congo com a criação de bacias de margens passivas do Toniano ao Criogênio.

O terceiro episódio é relacionado ao fechamento deste paleocontinente na formação do Gondwana Ocidental, onde se estrutura o Orógeno Ribeira. O quarto evento envolve a tafrogênese deste continente, com a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul e a implantação das bacias da margem passiva do Espírito Santo, Campos e Santos. O último, e quinto, episódio é marcado por um extensivo magmatismo de caráter alcalino, instituindo uma reativação tectônica da margem brasileira, o que resulta no início do sistema de riftes do sudeste.

3.3 Compartimentação do Orógeno Ribeira: Subdivisões e modelos tectônicos abordados

Na borda sul - sudeste do Cráton do São Francisco e estendendo-se por aproximadamente 1.500 km ao longo da margem Atlântica do sudeste brasileiro está localizado o Orógeno Ribeira. Trata-se de um sistema orogênico profundamente erodido formado através do empilhamento em direção SE-NW ao Cráton do São Francisco de diferentes tipos de terrenos tectônicos (microplacas e arcos magmáticos) (ALMEIDA, 1969; ALMEIDA *et al.*, 1977; CORDANI, 2000, 2002; TROUW *et al.*, 2000; TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2007, 2012; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2012, 2013, 2017; HEILBRON & MACHADO, 2003; SCHMITT *et al.*, 2004; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011).

Junto com a sua extensão a norte, o Orógeno Araçuaí, e ao sul, o Orógeno Socorro-Guaxupé e Apiaí, formam um cinturão resultante da interação entre as porções sudeste do Cráton São Francisco - Congo, com o Cráton da Angola e de outras microplacas (figuras 2 e 3), durante o Neoproterozoico - Cambriano com últimos estágios durante o Ordoviciano inferior (HEILBRON *et al.*, 2000, 2008, 2017; HACKSPACHER *et al.*, 2000; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011; JANASI *et al.*, 2009; SILVA *et al.*, 2002; PRAZERES-FILHO *et al.*, 2003; FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO, 1993; FIGUEIREDO, 2009; NOVO *et al.*, 2010; ALVES *et al.*, 2013; VINAGRE *et al.*, 2014; TEDESCHI *et al.*, 2016, 2018; GONÇALVES *et al.*, 2016, 2018).

Em termos históricos, os trabalhos precursores realizado por Rosier (1957, 1965) já vislumbravam um modelo evolutivo para a região do Orógeno Ribeira. Inicialmente, as porções gnáissicas desse terreno foram atribuídas ao Arqueano, devido ao aspecto cristalino intensamente metamorfoisado dessas rochas. A teoria da tectônica de placas ainda estava em idealização, com pouca influência sobre a geologia mundial e deste modo as proposições das soluções de problemas geológicos eram embasados na teoria geossinclinal. As principais ferramentas de datação eram baseadas no estabelecimento de relações geométricas entre as unidades litológicas, da observação precisa das estruturas e de análises químicas das rochas. Baseado nestas ferramentas Rosier (1965), concluiu que a Serra do Mar era uma Faixa geossinclinal, constituída por um Complexo de *nappes* empurradas de SE para NW, pertencente a uma grande orogênese Ante-Cambriana (hoje em dia Pré-Cambriana). Este autor ainda diferenciou duas *nappes* principais, a da Serra dos Órgãos e a do Desengano com dobras típicas de estruturas de *nappes*, e que demonstravam a existência de movimentos tectônicos tangenciais.

Na década de noventa os estudos de Heilbron, 1990, 1993, Heilbron *et al.*, 1991, 1995, 1998, Trouw, 1992 e Machado *et al.*, 1996 na região limítrofe entre os Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, alvitaram uma subdivisão do segmento central do Orógeno Ribeira em quatro Domínios estruturais: Autóctone; Alóctone Inferior; Alóctone Médio e Alóctone Superior. Estes Domínios representariam escamas tectônicas sobrepostas, formadas através de uma compressão oblíqua com vergência de leste para oeste durante as etapas tectônicas colisionais deste orógeno, modelando assim o *trend* estrutural regional NE-SW do Orógeno Ribeira. São caracterizados pela presença de zonas de empurrões com mergulhos moderados, dobras recumbentes e o desenvolvimento de foliações relacionadas. Ainda no decorrer destas etapas tectônicas ocorreria a verticalização dessas escamas tectônicas, através de um componente tectônico transcorrente dextral (transpressivas).

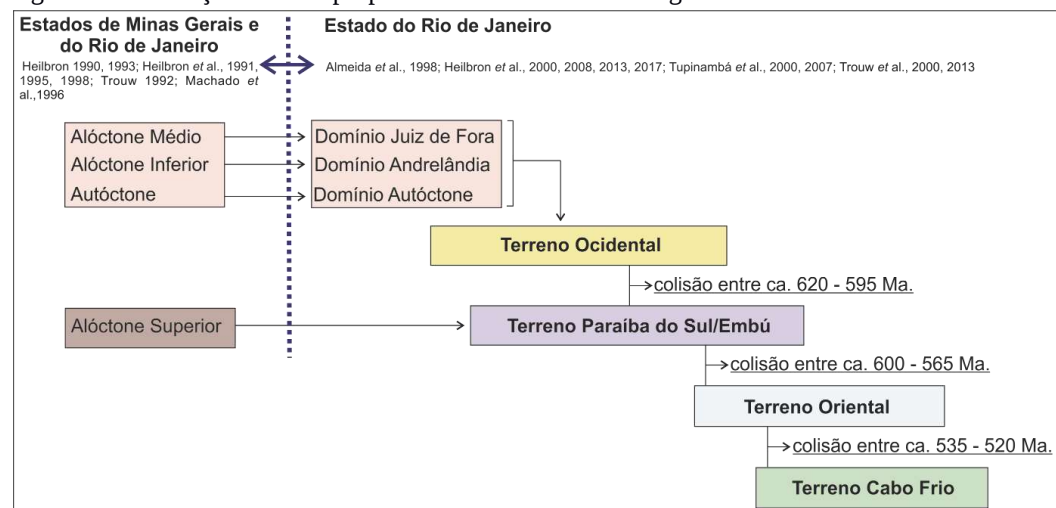
A etapa pós-colisional e pós fase de pico metamórfico, seria então caracterizada através de componentes tectônicos de transcorrências dúcteis, associados as dobras verticalizadas e a geração das grandes estruturas da Mega-sinforma do Paraíba do Sul e da Mega-antiforma da Serra do Mar.

Através ainda dos entendimentos propostos pelos autores acima citados, o Domínio Autóctone foi definido mediante as distinções entre suas associações litológicas, a cobertura sedimentar e o embasamento. Na cobertura supracrustal constata-se uma polaridade deformacional e metamórfica, com redução de amplitude destes fatores (deformação e metamorfismo) com vergência à região Cratônica.

O Domínio Alóctone Inferior seria constituído por uma associação de rochas metassedimentares extremamente deformadas, Mesoproterozoicas a Neoproterozoicas (Grupo Andrelândia) e por um embasamento Arqueano - Paleoproterozoico (Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora), compostos por ortognaisses migmatíticos, ortogranulitos, rochas ultramáficas e anfibolitos, consolidadas durante o episódio orogênico Transamazônico. Uma acentuada intercalação tectônica entre os dois litotipos presentes no Domínio Alóctone compõem as rochas presentes no Domínio Alóctone Médio, que compreende os metassedimentos do Grupo Andrelândia (pós-1,8 Ga) e seus correlatos, juntamente com ortognaisses e ortogranulitos do embasamento paleoproterozoico do Complexo Juiz de Fora.

Por fim, a escama tectônica superior do Orógeno Ribeira seria representada pelo Domínio Alóctone Superior, descrito como uma associação entre as rochas metassedimentares do Grupo Paraíba do Sul, os ortognaisses do Complexo Quirino e de inúmeros granitoides Brasileiros intrusivos (figura 7).

Figura 7 - Correlação entre as propostas de subdivisão do Orógeno Ribeira



Fonte: O Autor, 2019.

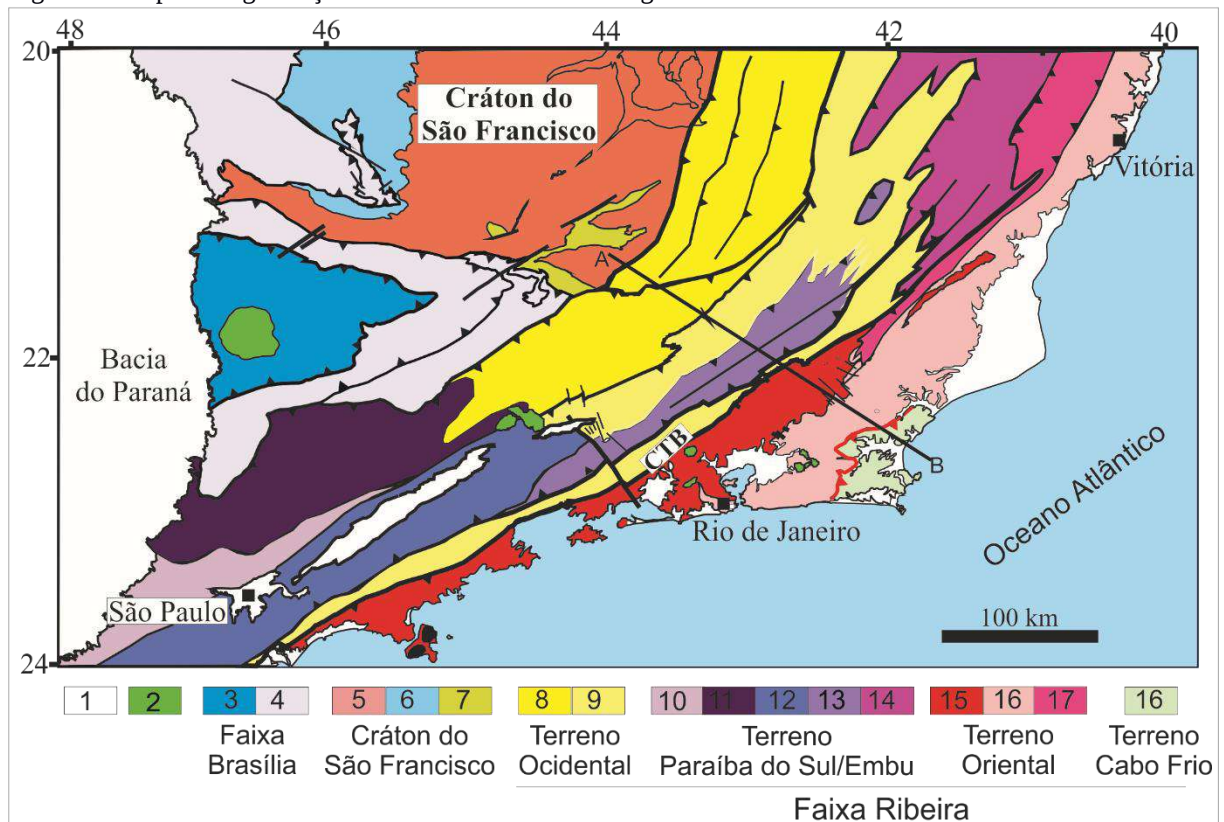
A atual organização tectônica do Orógeno Ribeira foi proposta posteriormente por autores como Almeida *et al.*, 1998, Trouw *et al.*, 2000, 2013, Heilbron *et al.*, 2000, 2008, 2013, 2017, Tupinambá *et al.*, 2000, 2007 e Schmitt *et al.*, 2004 formalizando uma nova subdivisão do Orógeno Ribeira em quatro terrenos tectono-estratigráficos. Do noroeste ao sudeste, são conhecidos como Terreno Ocidental (subdividido em Domínios Andrelândia e Juiz de Fora), Terreno Paraíba do Sul/Embu, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (figuras 7, 8 e 9). Estes terrenos foram considerados segmentos crustais com constituições litológicas próprias e evoluções tectono-metamórficas características do evento Brasileiro (figuras 8 e 9). Os terrenos possuem rochas do embasamento pré 1.8 Ga (exceto o Terreno Oriental), das coberturas metassedimentares Mesoproterozoicas a Neoproterozoicas e os granitoides Neoproterozoicos.

Estes terrenos são limitados através de descontinuidades estruturais identificadas como zonas de cisalhamento dúcteis de baixo (sub-horizontal) a médio ângulo (empurrões e zonas transcorrentes), com componentes de movimentação inversa ou transcorrentes oblíquas (transpressivas). São caracterizados pelo imbricamento das escamas crustais, que foram sucessivamente amalgamadas com vergência E-W em direção à margem retrabalhada do Cráton do São Francisco (Terreno Ocidental), com colisões do Terreno Paraíba do Sul/Embu em ca 620 a 595 Ma, do Terreno Oriental em ca 600 a 565 Ma e do Terreno Cabo Frio ao final da colagem orogênica à ca 535 a 520 Ma (MACHADO *et al.*, 1996; TROUW *et al.*, 2000, 2013; VALLADARES *et al.*, 2000, 2012; HEILBRON *et al.*, 2000, 2013, 2017; TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2007; HEILBRON & MACHADO 2003; SCHMITT *et al.*, 2004).

O Terreno Ocidental é um Domínio tectônico empurrado pelo Terreno Paraíba do Sul/Embu em direção ao Cráton do São Francisco, correspondendo a placa mais inferior do Orógeno Ribeira e considerado como resultado do retrabalhamento da margem do Cráton do São Francisco, durante o evento Brasileiro.

A organização tectônica interna deste terreno é constituída por duas importantes escamas de empurrões oblíquas e com vergência para o Cráton do São Francisco, o Domínio Juiz de Fora e o Domínio Andrelândia. Além de granitoides sin-colisionais a tardi-colisionais dos tipos I, S e híbridos, incluindo (granada) leucogranitos e leucocharnoquitos (Suíte Salvaterra), hornblenda granitos (Suíte Pedra Bonita) e hornblenda-biotita granitos foliados (Suíte Bonfim) (FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO *et al.*, 1993; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 1998, 2000, 2004, 2010, 2017; VALLADARES *et al.*, 1999, 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; NOCE *et al.*, 2007).

Figura 8 - Mapa de organização estrutural tectônica do Orógeno Ribeira e zona de interferência da faixa Brasília



Legenda: 1- Coberturas Fanerozoicas; 2- Plútons alcalinos do Cretáceo Superior; 3 a 4 unidades leste do Orógeno Brasília; 3- *Nappe* superior - Guaxupé; 4- *Nappes* inferiores; 5 a 7 unidades do Cráton São Francisco; 5- Embasamentos Arqueanos a Paleoproterozoicos; 6- Coberturas Cratônicas Neoproterozoicas - Grupo Bambuí; 7- Metassedimentos Mesoproterozoicos a Neoproterozoicos do Domínio Autóctone; 8 a 18 Terrenos e Domínios estruturais do Orógeno Ribeira; 8 a 9 Terreno Ocidental; 8- Domínio Andrelândia; 9- Domínio Juiz de Fora; 10 a 14 Terreno Paraíba do Sul/Embu; 10- *Nappe* Socorro; 11- Terreno Apiaí; 12- Terreno Embú; 13- Terreno Paraíba do Sul; 14- Terreno Cambuci; 15 a 17 Terreno Oriental; 15- Arcos magmáticos Criogênicos a Ediacarianos; 16- Sucessões metassedimentares Neoproterozoicas; 17- Arco magmático Toniano; 18- Terreno Cabo Frio.

Fonte: Modificado e compilado de HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2017 e TROUW *et al.*, 2000.

O Domínio Juiz de Fora é constituído por uma associação de rochas do embasamento Paleoproterozoico pré 1.8 Ga (Complexo Juiz de Fora), tectonicamente intercaladas com rochas siliciclásticas correspondentes a margem passiva, Mesoproterozoica a Neoproterozoica do Cráton do São Francisco (Grupo Andrelândia).

O Domínio Andrelândia aflora nas áreas mais próximas ao limite com o Cráton do São Francisco e tem o Complexo Mantiqueira como embasamento pré 1.8 Ga, este é composto principalmente por ortognaisses cálcio-alcalinos com camadas anfibolíticas e lentes de rochas meta-ultramáficas. Os ortognaisses são geoquimicamente característicos de ambientes de margens convergentes, com composições variando desde quartzo-dioríticas, tonalíticas, granodioríticas a graníticas, estes últimos por vezes porfiríticos. Os metassedimentos do Grupo Andrelândia representam a cobertura supracrustal deste Domínio.

Os dados geocronológicos U-Pb para o Complexo Mantiqueira indicam idades de cristalização entre 2.22 a 2.05 Ga, com fortes contribuições de rochas mais velhas (Arquenas) de idades entre 2.70 a 2.60 Ga, enquanto as camadas anfibolíticas são rochas toleíticas com assinaturas típicas de basaltos do tipo MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*), basaltos de arcos de ilhas, IAT (*Island Arc Toleiites*) e de basaltos intraplacas. Com idades de cristalização U-Pb de 2.1 Ga (HEILBRON *et al.* 1998, 2010, 2017; TROUW *et al.*, 2000; DUARTE *et al.*, 2000, 2004; SILVA *et al.*, 2002; HEILBRON & MACHADO, 2003; NOCE *et al.*, 2007; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

O Complexo Juiz de Fora compreende uma associação de ortognaisses e ortogranulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnoquíticos, por vezes migmatíticos de composições toleíticas a cálcio-alcalinas e idades entre 2.20 a 2.10 Ga, subordinadamente são descritas rochas metabásicas gabroicas e dioríticas, assim como raros ortognaisses TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) bandados com camadas anfibolíticas de idade Arqueana e rochas granitoides sin-colisionais a tardi-colisionais (HEILBRON *et al.* 1998, 2017; TROUW *et al.*, 2000; SILVA *et al.*, 2002; NOCE *et al.*, 2007; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

As assinaturas geoquímicas e isotópicas dos ortognaisses e dos ortogranulitos cálcio-alcalinos indicam que estas rochas provavelmente foram geradas em ambientes tectônicos compressivos de arcos de ilhas e de arcos magmáticos de margens continentais ativas. Enquanto as rochas metabásicas toleíticas apresentam assinaturas de ambientes tectônicos com distintas fontes mantélicas que variam desde assinaturas N-MORB (*Normal Mesoceanic Ridge Basalts*), E-MORB (*Enriched Mesoceanic Ridge Basalts*) e intracontinentais (RAGATKY *et al.*, 1999; DUARTE *et al.*, 1994, 2003; DUARTE, 1997; HEILBRON *et al.*, 1998, 2003b, 2010, 2013, 2017; SILVA *et al.*, 2002; HEILBRON & MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; NOCE *et al.*, 2007).

Já a cobertura metassedimentar da Megassequência Andrelândia é interpretada como representante dos riftes Neoproterozoicos e das bacias marginais passivas, retrabalhados durante ciclo Brasileiro ao longo da margem sul do Cráton do São Francisco. Configuram escamas de empurrões cavalgadas sobre os Domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental e da zona de interferência entre o Orógeno Ribeira e o sul da Faixa Brasília (EBERT, 1957, 1984; ANDREIS *et al.*, 1989; RIBEIRO *et al.*, 1995, 2013; CAMPOS-NETO & CABY, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004, 2017; PACIULLO *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000, 2013; HEILBRON & MACHADO, 2003; VALERIANO *et al.*, 2004; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; NOCE *et al.*, 2007).

O modelo de sequência estratigrafia das associações litofaciológicas da Megassequência Andrelândia são de rochas metassedimentares siliciclásticas divididas em duas sequências deposicionais, a primeira corresponde a uma associação basal psamíticas metamorfsada desde baixo até alto grau, composta por meta-arcósios bandados (paragnaisses) com camadas de rochas anfibolíticas, quartzíticas, filitíticas grafíticas e meta-areníticas. A outra é uma sequência superior pelítica a semi-pelítica, com biotita xistos/gnaisses com camadas quartzíticas e subordinadamente xistos e paragnaisses pelíticos com camadas/lentes de quartzitos, anfibolitos, calciossilícaticas e metacherts ricos em Mn (ANDREIS *et al.*, 1989; GONÇALVES & FIGUEIREDO, 1992; SÖLLNER & TROUW, 1997; VALLADARES *et al.*, 2004, 2008; CAMPOS-NETO & CABY, 2000; MARINS, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004, 2017; PACIULLO *et al.* 2000; TROUW *et al.*, 2013; DUARTE *et al.*, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

O Domínio Andrelândia é representado por feições estruturais do tipo *duplex* crustal (embasamento e cobertura sedimentar) de alto ângulo e mergulhos íngremes, com componentes transpressivos dextrais, cuja intensidade aumenta progressivamente para o sudeste, como resultado do espessamento crustal durante a convergência entre os Terrenos Oriental e Paraíba do Sul/Embu. Já a estrutura interna da Megassequência Andrelândia é definida por empurrões de baixo ângulo junto às dobras apertadas à isoclinais que deformam tanto o embasamento como a cobertura metassedimentar (RIBEIRO *et al.*, 1995; MACHADO *et al.*, 1996; PACIULLO *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2000, 2013, 2017; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

Os dados geocronológicos U-Pb para os zircões detríticos mais jovens (nos quartzitos da Megassequência Andrelândia) e para as rochas básicas intercaladas nas sequencias sedimentares, indicam uma idade de deposição Neoproterozoica entre 1.0 e 0.76 Ga. Os Anfibolitos que ocorrem como lentes nestas rochas, possuem assinaturas geoquímicas de basaltos com características desde intraplacas a MORB, com idade de cristalização U-Pb em zircão estimada em cerca de 766 Ma e idade modelo T_{DM} entre 1.0 a 0.9 Ga, estas rochas anfibolíticas podem representar os eventos extensionais durante a evolução tectônica da Megassequência Andrelândia (ANDREIS *et al.*, 1989; GONÇALVES & FIGUEIREDO, 1992; PACIULLO, 1997; RIBEIRO *et al.*, 1995, 2013; VALLADARES *et al.*, 1999, 2004, 2008; MARINS, 2000; HEILBRON *et al.*, 1999, 2000, 2004, 2017; PACIULLO *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000, 2013; DUARTE *et al.*, 2003; VALERIANO *et al.*, 2004; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; NOCE *et al.*, 2007).

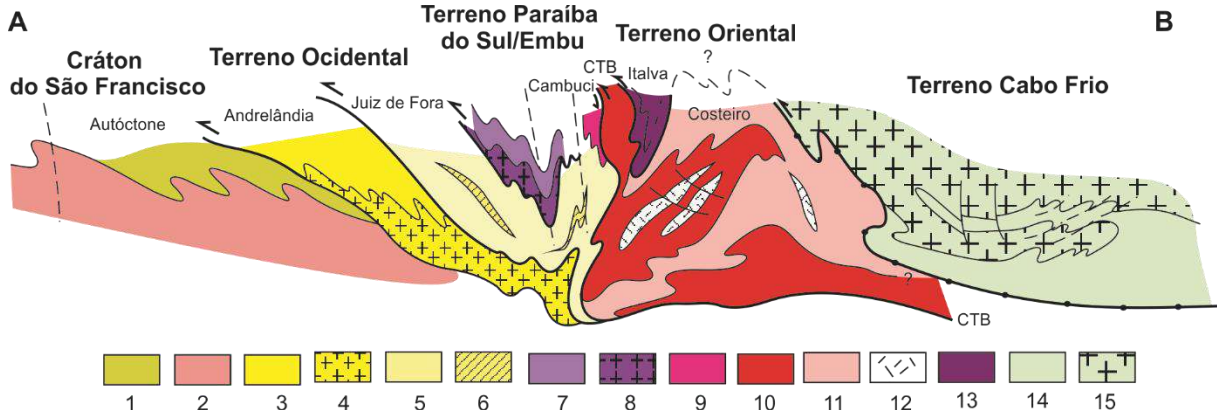
O Terreno Paraíba do Sul/Embú é lócus dos arcos magmáticos Neoproterozoicos Marceiza e Leopoldina, e o primeiro terreno alóctone a colidir com a placa superior do orógeno, segundo os trabalhos de Valadares *et al.*, 1995; Ebert *et al.*, 1996, Heilbron *et al.*, 1999, 2004, 2008, 2013, 2017, Heilbron & Machado, 2003, Eirado-Silva *et al.*, 2006 e Tupinambá *et al.*, 2007. Estes autores definem o Terreno Paraíba do Sul/Embu como uma estrutura sinformal na porção central do Orógeno Ribeira, sobrejacente (empurrado) ao Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental e ocupando a zona de charneira da Megassinformal do Paraíba do Sul (figura 9). Texturas miloníticas são comumente observadas nos contatos deste terreno (Paraíba do Sul/Embú) com o Terreno Ocidental (Domínio Juiz de Fora).

O embasamento deste terreno é denominado de Complexo Quirino e compreende ortognaisses Paleoproterozoicos de idades entre 2.19 e 2.30 Ga com registros de herança Arqueana. São rochas granitoides de composições tonalíticas, granodioríticas a graníticas e hornblenda-biotita ortognaisses com frequente presença de enclaves de rochas ultrabásicas, metabásicas e calciossilícaticas (MACHADO *et al.*, 1996; RAGATKY *et al.*, 2003; HEILBRON & MACHADO, 2003; VALLADARES *et al.*, 2006, 2012, 2017; EIRADO-SILVA *et al.*, 2006; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2008, 2013, 2017).

Dados litogeoquímicos indicam a presença de dois grupos cálcio-alcalinos um de médio e outro de alto potássio, indicativos de que estas rochas foram geradas em ambientes de arcos magmáticos maduros (margens continentais ativas). Já os dados geocronológicos U-Pb e as idades modelo T_{DM} mostram idades de cristalização entre 2.3 a 2.1 Ga. com significativa herança Arqueana (MACHADO *et al.*, 1996; RAGATKY *et al.*, 1999, 2003; VALLADARES *et al.*, 2000, 2003, 2006, 2012, 2017; MARINS, 2000; HEILBRON *et al.*, 2004, 2008, 2013; EIRADO-SILVA *et al.*, 2006; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007, 2012; LOBATO *et al.*, 2015).

Estas rochas do embasamento estão intercaladas com as rochas dos metassedimentos supracrustais Neoproterozoicos dos Grupos Paraíba do Sul e Embú, através de grandes dobras reclinadas com flancos invertidos que afloram no centro da Megaestrutura sinformal do Rio Paraíba do Sul. Estes Grupos são compostos por rochas paragnáissicas (em fácies anfibolito) pelíticas a arcosianas, ricas em mármore e subordinadamente com níveis de rochas micáceas. São descritas por vezes a presença de lentes/*boudins* de rochas calciossilícaticas e/ou anfibolíticas (litogeoquímica típica de intraplaca) e frequentemente camadas de mármore calcítico e dolomítico (ROSIER, 1965; ALMEIDA, 1993; EBERT *et al.*, 1996; HEILBRON *et al.*, 1999, 2007, 2017; CAMPOS-NETO, 2000; MARINS, 2000; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007, 2012; VALLADARES *et al.*, 2003, 2012; EIRADO-SILVA *et al.*, 2006; LOBATO *et al.*, 2015).

Figura 9 - Seção estrutural do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e Domínios estruturais



Legenda: 1- Metassedimentos Neoproterozoicos autóctones; 2- Embasamento autóctone; 3 a 6 Terreno Ocidental; 3- Metassedimentos alóctones do grupo Andrelândia; 4- Embasamento alóctone; 5- Metassedimentos alóctones do grupo Andrelândia; 6- Complexo Juiz de Fora; 7 a 8 Terreno Paraíba do Sul/Embu; 7- Metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; 9 a 13 Terreno Oriental; 9- Domínio Cambuci; 10- Arco magmático Rio Negro; 11- Domínio Costeiro; 12- Granitos colisionais; 13- Domínio Itaiua; 14 a 15 Terreno Cabo Frio; 14- Sequências Búzios e Palmital; 15- Complexo Região dos Lagos.

Fonte: HEILBRON *et al.*, 2017.

Além dos granitoides e dos ortognaisses paleoproterozoicos, do embasamento e da associação metassedimentar supracrustal, o Terreno Paraíba do Sul/Embu abriga ainda várias gerações de rochas granitoides Neoproterozoicas. São granitoides do tipo S e I, sin-colisionais a tardi-colisionais de composições graníticas a granodioríticas, além dos ortognaisses graníticos a tonalíticos dos arcos magmáticos Neoproterozoicos (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007, 2012; HEILBRON *et al.*, 2008, 2013, 2017; VALLADARES *et al.*, 2012; CORRALES, 2015).

O Terreno Oriental está relacionado a uma sucessão de acreções de arcos magmáticos intra-oceânicos a continentais juvenis a maduros, de idades Tonianas a Ediacarianas (Complexos Serra da Bolívia, Rio Negro e Serra da Prata) alojados nas coberturas metassedimentares Neoproterozoicas de margens passivas (Domínio Cambuci e dos Grupos São Fidélis e Itaiua, respectivamente), esse conjunto colide com a margem do orógeno entre 600 e 565 Ma, durante o evento Brasileiro - Pan -Africano. É o único terreno do Orógeno Ribeira onde ainda não foram identificadas associações do embasamento Paleoproterozoico ou até mais antigos. Este terreno apresenta três Domínios estruturais imbricados na margem (NW) retrabalhada do Cráton do São Francisco, denominados de Domínios Cambuci, Costeiro e Itaiua (TUPINAMBÁ & HEILBRON, 2002; HEILBRON & MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2008, 2012; HEILBRON *et al.*, 1995, 2008, 2013, 2017; PEIXOTO *et al.*, 2017).

O contato entre os Terrenos Ocidental e Oriental é marcado através de uma grande descontinuidade tectônica, mapeada por grandes distâncias percorrendo aproximadamente mais de 200 km.

No Estado do Rio de Janeiro essa estrutura denomina-se CTB, “*Central Tectonic Boundary*”, e é caracterizada por uma extensa zona de cisalhamento dobrada com mergulhos ora para SE ora para NW, desenvolvida em condições de temperaturas elevadas (ALMEIDA *et al.*, 1998; HEILBRON *et al.*, 1999, 2008).

O Domínio Cambuci representa a unidade tectônica basal do Terreno Oriental, aflorando na porção mais ocidental deste terreno (ao norte do Estado do Rio de Janeiro) e é interpretado como uma associação de rochas de uma bacia de ante arco (*fore-arc*). As rochas deste Domínio estão empurradas sobre o Terreno Ocidental a norte e são recobertas por rochas do Domínio Costeiro no seu limite a sul.

Este Domínio é constituído por uma sucessão de rochas metassedimentares compostas por granada-biotita gnaisses, localmente com presença de ortopiroxênio e camadas/lentes de mármore dolomíticos, calciossilícaticas, gonditos e anfibolitos, além de rochas graníticas diatexiticas. As principais estruturas encontradas neste Domínio são as marcantes xistosidades, as dobras reclinadas e as foliações miloníticas próximas as zonas de empurrões (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2013, 2008, 2017).

Estes metassedimentos são intrudidos por rochas plutônicas do Complexo Serra da Bolívia, preferencialmente através de zonas de cisalhamento na parte mais basal do Domínio Cambuci, cuja caracterização foi descrita por Heilbron *et al.*, 2012b, 2013. As rochas do Complexo Serra da Bolívia também são aflorantes através de lentes nos paragneisses do Grupo Bom Jesus de Itabapoana. Este Complexo aflora por aproximadamente por 200 km persistentemente, desde a zona central do Estado do Rio de Janeiro até as fronteiras com os estados de Minas Gerais e Espírito Santo.

O Complexo Serra da Bolívia é composto por rochas plutônicas, majoritariamente ortognaisses de composições variadas desde básicas a ácidas, os ortognaisses mais frequentes são os granodioríticos, enderbíticos, charnoquíticos e quartzo-dioríticos, subordinadamente são encontrados termos pobres em quartzo como monzogabros, monzodioritos e monzonitos. As rochas básicas encontradas representam pequenas camadas e lentes de gabro-noritos, gabros e leuco-gabros.

As texturas das rochas do Complexo Serra da Bolívia podem variar desde isotrópicas com características reliquias de rochas ígneas primárias (texturas porfiríticas) a intensamente foliadas. Nas zonas basais em contatos com as rochas do Domínio Juiz de Fora estas texturas podem ser até miloníticas e em alguns afloramentos são descritas também texturas do tipo *mingling* (HEILBRON *et al.*, 2012, 2013).

As associações rochosas desse Complexo foram divididas em três séries litogeoquímicas, com características metaluminosas e cálcio-alcalinas de médio a alto potássio, além de uma série toleítica e uma série transicional shoshonítica. Representam rochas geradas em um ambiente de arco magmático de margem continental ativa e apresentam idades de cristalização U-Pb entre ca 596 a 574 Ma (HEILBRON *et al.*, 2013).

A unidade mediana do Terreno Oriental é o Domínio Costeiro uma associação de rochas metassedimentares (paragneisses pelíticos), provavelmente representantes de uma sucessão de margem passiva distal, que são intrudidas pelas rochas do arco magmático do Complexo Rio Negro e que mergulham em baixo ângulo com vergência para noroeste por baixo do limite do CTB (CORDANI *et al.*, 1973; HEILBRON *et al.*, 1999, 2008, 2012, 2017; TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2007, 2012).

Este arco, o Complexo do Rio Negro, é composto por rochas básicas dioríticas e gabroicas e por rochas intermediárias ortognáissicas tonalíticas, granodioríticas a graníticas com enclaves dioríticos e gabroicos. Apresentam características litogeoquímicas de duas suítes litogeoquímicas cálcio-alcalinas, uma de médio potássio e uma de alto potássio e de uma suíte toleítica. Esses dados litogeoquímicos sugerem que a fase inicial juvenil é caracterizada através da presença das rochas dioríticas e tonalíticas, pertencentes às séries toleítica e cálcio-alcalina de médio potássio.

Essa evolução litológica avança progressivamente em direção a uma assinatura característica de rochas mais maduras (cordilheiranas), evidenciadas através das rochas granitoides e graníticas das séries cálcio-alcalina de alto potássio (CORDANI *et al.*, 1973; HEILBRON & MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2012; HEILBRON *et al.*, 2008, 2017). Os dados geocronológicos U-Pb em zircões mostram idades de cristalização em ca 790 e entre 635 a 605 Ma conforme dados apresentados por Tupinambá *et al.*, 1998, 2000, 2012, Almeida *et al.*, 1998 e Heilbron *et al.*, 1999, 2008, 2017.

As últimas sequências supracrustais metassedimentares, são representantes das unidades superiores deste terreno e pertencentes ao Domínio Itaipu. São sequências compostas por rochas como paragneisses psamíticos, mármore e anfibolitos (ca 840 Ma), associados a rochas plutônicas do arco magmático da Serra da Prata (PEIXOTO & HEILBRON, 2010; HEILBRON *et al.*, 2008, 2013, 2017; PEIXOTO *et al.*, 2017).

O Complexo da Serra da Prata é a associação de rochas com características de arco magmático mais primitivas (juvenis) e antigas registradas no Terreno Oriental. É composto por ortogneisses tonalíticos a granodioríticos com lentes de composição diorítica.

Datações geocronológicas (U-Pb) por LA-ICP-MS em grãos de zircões, indicam idades de cristalização de ca 860 Ma para este arco. Dados isotópicos de idades modelo T_{DM} entre 1.0 a 0.9 Ga com valores de ϵ_{Nd} entre +3 a +5, que corroboram fortemente com as interpretações da natureza juvenil destas rochas de arco (PEIXOTO & HEILBRON, 2010; HEILBRON *et al.*, 2013, 2017; PEIXOTO *et al.*, 2017). Este Domínio é interpretado como um ambiente de arco intraoceânico, com a presença de bacias de retro arco (*back-arc*) no Terreno Oriental (PEIXOTO & HEILBRON, 2010; HEILBRON *et al.*, 2008, 2013, 2017; PEIXOTO *et al.*, 2017).

O último terreno identificado no Orógeno Ribeira é o Terreno Cabo Frio, um terreno Alóctone que ocupa uma pequena área na costa sudeste do estado do Rio de Janeiro. Representa um estágio tardio da orogênese Brasileira (ca 535 a 520 Ma), na qual o Terreno Cabo Frio é projetado sobre o Terreno Oriental com um *trend* para NW de baixo ângulo, contrastando com o *trend* típico do Orógeno Ribeira para NE, em um evento provavelmente relacionado ao fechamento de uma bacia de retro arco (*back-arc*), entre o Terreno Oriental e o Cráton do Kalahari (ZIMBRES *et al.*, 1990; HEILBRON *et al.*, 1998, 2004, 2017; HEILBRON & MACHADO, 2003; SCHMITT *et al.*, 2004).

O Terreno Cabo Frio é composto por ortognaisses tonalíticos a graníticos com lentes dioríticas, de características litogeoquímicas cálcio-alcalinas e idades Paleoproterozoicas (2.09 a 1.96 Ga), por ortoanfibolitos com características litogeoquímicas de basaltos do tipo N-MORB. Sua cobertura metassedimentar pelítica-psamítica é composta de gnaisses de alto grau metamórfico com camadas/lentes de rochas calciossilicáticas e anfibolíticas dos Grupos Búzios e Palmital (HEILBRON *et al.*, 1982, 1995, 2000; ZIMBRES *et al.*, 1990, FONSECA, 1994; VIANA, 2003; SCHMITT *et al.*, 1999, 2004; VIANA *et al.*, 2008).

3.3.1 Breve síntese da evolução tectônica do Orógeno Ribeira

Durante a passagem do Mesoproterozoico para o Neoproterozoico ocorrem os eventos de quebras e dispersões de grandes massas continentais, que originaram as importantes bacias de margens passivas localizadas a sudeste do Cráton do São Francisco, na porção leste do Orógeno Brasília e no Orógeno Ribeira (HEILBRON *et al.*, 1999, 1999, 2000, 2004; TROUW & PANKHURST, 1993; ALMEIDA *et al.*, 1998).

A posteriori aconteceram os sucessivos episódios orogênicos (evento Brasileiro), no momento em que ocorrem as convergências entre estas massas continentais com outros microcontinentes e a consequente geração de diversos tipos de arcos magmáticos (desde intraoceânicos a maduros).

Baseados em dados tectono-metamórficos, magmáticos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos de Heilbron *et al.*, 1995, 2000, 2004, 2012, 2017, Machado *et al.*, 1996, Trouw *et al.*, 2000, Campos-Neto, 2000, Campos-Neto & Caby, 2000 e Valeriano *et al.*, 2004 a orogênese Brasileira é dividida em cinco etapas. A subducção da borda da placa São Franciscana (Terreno Ocidental) teve início com vergência para sudeste, caracterizando o período pré-colisional (ca 890 a 620 Ma) da orogênese Brasileira. No início das etapas de colisões continentais é desenvolvida uma intensa deformação (D1), cunhada nas rochas sedimentares da antiga bacia de margem passiva (Megassequência Andrelândia), concomitante com a geração dos arcos magmáticos que intrudiram as unidades metassedimentares dos Terrenos Paraíba do Sul/Embu e Oriental.

Trabalhos de Campos-Neto, 2000 e Heilbron *et al.*, 2004, 2008 interpretam a fatura de ortognaisses do embasamento Paleoproterozoico do Terreno Paraíba do Sul/Embu como um provável indício deste representar um antigo paleocontinente que colidiu com a margem do Cráton do São Francisco entre ca 620 a 595 Ma. O Terreno Oriental tem seu período colisional entre ca 600 a 565 Ma, e essa fase é caracterizada por um forte encurtamento crustal, com geração de inúmeros granitos do tipo I e S, incluindo os arcos magmáticos.

O estágio tardi-colisional (ca 560 a 550 Ma) é caracterizado por uma convergência oblíqua dos terrenos, relacionadas às zonas de cisalhamento sub-verticais e também pela geração de granitoides com *trends* metaluminosos como o batólito da Serra dos Órgãos (ALMEIDA *et al.*, 1998; TROUW *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2017; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

Durante o período Cambriano ocorre a última etapa de docagem do evento Brasileiro com o fechamento progressivo do retro arco que resultou na colisão da paleoplaca do Terreno Cabo Frio entre ca 535 a 520 Ma (HEILBRON *et al.*, 2004, 2008; SCHMIDT *et al.*, 1999, 2004). Por fim, entre ca 510 a 480 Ma ocorre o estágio transicional representante do colapso orogênico, associado ao relaxamento térmico do Orógeno. É um estágio marcado pelas zonas de cisalhamento com componentes transtensionais e pela geração de granitoides pós-colisionais com deformação tardia (ALMEIDA *et al.*, 1998; HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2008; SCHMIDT *et al.*, 1999, 2004).

3.4 Compartimentação do Orógeno Araçuaí: subdivisões e modelos tectônicos abordados

Durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental nos episódios de colagem do evento Brasileiro - Pan-Africano é estruturado o Orógeno Araçuaí, desenvolvido entre o sudeste do Cráton do São Francisco e do Cráton do Congo (ALMEIDA *et al.*, 1977; TROMPETE *et al.*, 1993; CAMPOS-NETO & FIGUEIREDO, 1995; NOCE *et al.*, 2000; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011; ALKMIM *et al.*, 2006, 2017; NOVO *et al.*, 2010; GONÇALVES *et al.*, 2018). O Orógeno Araçuaí e sua contraparte no sudoeste africano, o Orógeno do Congo Ocidental, integravam inicialmente um único sistema orogênico o Araçuaí - Congo Ocidental (TACK *et al.*, 2001), que posteriormente foi dividido durante os processos de rifteamento do oceano Atlântico (ALMEIDA *et al.*, 1977; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011; SILVA *et al.*, 2005; ALKMIM *et al.*, 2006, PEIXOTO, 2013; GONÇALVES *et al.*, 2018).

O Orógeno Araçuaí foi edificado em um ambiente oceânico peninsular, distinto ao desenvolvimento observado para os outros orógenos da Província Mantiqueira. Este ambiente tectônico envolveu desde a etapa pré-colisional com as sequências da fase *rift* e as bacias de margens passivas, aos estágios orogênicos sin-colisionais envolvendo os corpos ofiolíticos, os arcos magmáticos e suas bacias associadas e por fim as assembleias de rochas relacionadas a fase pós-colisional (TROMPETE *et al.*, 1993; CAMPOS-NETO & FIGUEIREDO, 1995; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011; SILVA *et al.*, 2002, 2005; HEILBRON & MACHADO, 2003; ALKMIM *et al.*, 2006, 2017).

As propostas existentes para as compartimentações tectônicas do Orógeno Araçuaí são descritas nos seguintes trabalhos: Almeida *et al.*, 1977, Trompete *et al.*, 1993, Campos-Neto & Figueiredo, 1995, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000, Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2007, 2008, Tack *et al.*, 2001, Silva *et al.*, 2002, 2005, Wiedemann *et al.*, 2002, Alkmim *et al.*, 2003, 2006, 2017, Novo *et al.*, 2010, Peixoto, 2013, Tedeschi *et al.*, 2016 e Gonçalves *et al.*, 2018. Neles são definidos três domínios tectônicos regionais, sendo eles: o Domínio Externo (proximal), que retrata uma grande faixa de dobramentos e empurrões que bordejam a margem sudeste do Cráton do São Francisco, incluindo as sucessões metassedimentares e metavulcânicas, bem como os corpos ofiolíticos encontrados neste Orógeno; o Domínio Interno (distal) representante do núcleo metamórfico (de alto grau) do Orógeno e lócus dos arcos magmáticos continental (Arco Rio Doce); e por fim, a zona de inflexão setentrional contendo segmentos de ambos domínios tectônicos.

O Domínio Externo representa a porção mais proximal deste orógeno e é composto por sequências rochosas metassedimentares e metavulcânicas Paleoproterozoicas dos Supergrupos Minas e Espinhaço e por granitos anorogênicos (1.7 Ga) relacionados à abertura do *rift* do Espinhaço. Estas rochas foram edificadas sobre um embasamento de complexos granito-gnáissicos de idades Arqueanas a Paleoproterozoicas (Complexos Mantiqueira, Guanhães e Porteirinha) e formam uma faixa de dobramentos e empurrões que bordejam a margem sudeste do Cráton do São Francisco (ALMEIDA *et al.*, 1977; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008; ALKMIM *et al.*, 2006; NOVO *et al.*, 2010; PEIXOTO, 2013; GONÇALVES *et al.*, 2018).

O Domínio Interno é caracterizado por representar a zona distal deste orógeno, através da sua composição por rochas do embasamento Paleoproterozoico dos Complexos Juiz de Fora e Pocrane a oeste, e dos Complexos Guanhães e Mantiqueira a leste do Domínio. Juntamente com as rochas representantes da zona de sutura entre os remanescentes oceânicos (lascas ofiolíticas) e com as rochas dos arcos magmáticos de margens continentais ativas gerados no evento Brasileiro, no Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2011; ALKMIM *et al.*, 2006; SIGA-Jr. *et al.*, 2007; GONCALVES, 2009; NOVO *et al.*, 2010; TEDESCHI, 2013; GRADIM *et al.*, 2014; GONÇALVES *et al.*, 2016, TEDESCHI *et al.*, 2016, 2018).

O último setor do Orógeno Araçuaí é uma associação de segmentos rochosos de ambos domínios tectônicos citados, a chamada zona de inflexão setentrional. Esta zona é caracterizada devido à enorme curvatura das suas estruturas e rochas, reflexo da inclinação para leste dessas estruturas durante o evento Brasileiro, quando estas foram sobrepostas aos embasamentos de idades Arqueanas a Paleoproterozoicas da região Cratônica do sul da Bahia (TROMPETE *et al.*, 1993; CAMPOS-NETO & FIGUEIREDO, 1995; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011; ALKMIM *et al.*, 2006; NOCE *et al.*, 2007; NOVO *et al.*, 2010; PEIXOTO, 2013).

3.4.1 Evolução tectônica e subdivisões do magmatismo no Orógeno Araçuaí

Na literatura existem muitos trabalhos relacionados a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí, como: Campos-Neto & Figueiredo, 1995, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000, Nalini-Jr. *et al.*, 2000, 2005, Noce *et al.*, 2000, 2006, Pedrosa-Soares *et al.*, 1998, 2001, 2007, 2008, 2011, Silva *et al.*, 2002, 2005, Alkmim *et al.*, 2003, 2006, 2017, Novo *et al.*, 2010, Peixoto, 2013, Gradim *et al.*, 2014, Tedeschi *et al.*, 2016, 2018 e Gonçalves *et al.*, 2016, 2018.

Estes trabalhos utilizando atributos estruturais, petrológicos, litogeoquímicos e geocronológicos caracterizam os registros tectônicos ocorridos ao longo do evento Brasileiro no Orógeno Araçuaí, definindo as fases: pré-colisional (ca 630 a 580 Ma); sin-colisional (ca 590 a 545 Ma); tardi-colisional (ca 565 a 535 Ma) e pós-colisional (ca 530 a 490 Ma).

A primeira fase registrada no orógeno é a fase pré-colisional (ca 630 a 580 Ma), composta por rochas da supersuíte G1, interpretadas como rochas remanescente dos arcos magmáticos de margens ativas (Arco do Rio Doce) instalados no Orógeno Araçuaí. Essas rochas são intrusivas no embasamento Paleoproterozoico do orógeno e são compostas majoritariamente por rochas dioríticas, tonalíticas a granodioríticas com a presença constante de enclaves máficos, apresentam características litogeoquímicas de suítes cálcio-alcálicas expandidas e idades modelo T_{DM} entre 2.2 a 1.2 Ga com $\epsilon Nd(t)$ entre -5 a -13 (NALINI-Jr. *et al.*, 2000, 2005; NOCE *et al.*, 2000, 2006; PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2007, 2008; SILVA *et al.*, 2005; NOVO *et al.*, 2010; PEIXOTO, 2013; GRADIM *et al.*, 2014; TEDESCHI *et al.*, 2016, 2018; GONÇALVES *et al.*, 2016, 2018).

A etapa sin-colisional, ca 590 a 545 Ma, é constituída por um grande número de granitos peraluminosos e de rochas vulcânicas dacíticas a riolíticas, englobados na sequência supracrustal da supersuíte G1. Estas associações rochosas foram fortemente afetadas e moldadas durante o pico do metamorfismo regional (através da fusão parcial) bem como pela intensa deformação tectônica atuante (gerando espessamento crustal), processos resultantes da ação direta dos eventos colisionais que ocorrem nesta etapa orogênica (NALINI-Jr. *et al.*, 2000; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2007; SILVA *et al.*, 2005; VIEIRA, 2007; NOVO *et al.*, 2010; GRADIM *et al.*, 2014; TEDESCHI *et al.*, 2016; GONÇALVES *et al.*, 2016, 2018).

As derradeiras etapas tectônicas registradas no Orógeno Araçuaí são as fases tardi-colisional (ca 565 a 535 Ma) e pós-colisional (ca 530 a 490 Ma), representantes das últimas etapas colisionais da orogênese. A fase tardi-colisional é composta essencialmente por rochas granitos da supersuíte G3. Enquanto a fase pós-colisional é composta por rochas das supersuítes G4 e G5. A supersuíte G4 é constituída principalmente por granitos micáceos enquanto a supersuíte G5 é caracterizada pela intrusão de plútons enderbíticos e charnoquíticos com características cálcio-alcálicas. Por fim ocorre o colapso orogênico entre ca 510 a 480 Ma (PINTO *et al.*, 1997, 2001; WIEDEMANN-LEONARDOS *et al.*, 2000; NOCE *et al.*, 2000; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2006, 2008; CAMPOS-NETO *et al.*, 2004; SILVA *et al.*, 2005, 2007; PEIXOTO, 2013; GRADIM *et al.*, 2014; GONÇALVES *et al.*, 2016, 2018).

3.5 Conexões entre as organizações tectônicas dos Orógenos Ribeira e Araçuaí

A conexão e a organização tectônica da região limítrofe entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí são fundamentadas em inúmeros dados existentes na literatura. Estes dados geológicos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos indicam que estes orógenos são inerentes a um mesmo sistema, que esteve ativo desde o Neoproterozoico até o Cambriano, não sendo descritas quaisquer tipos de descontinuidades litológicas ou estruturais nesta região conectiva entre esses orógenos (TROMPETTE, 1994; HEILBRON & MACHADO, 2003; ALKMIM *et al.*, 2006, 2007; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011; HEILBRON *et al.*, 2004, 2008, 2017; GRADIM *et al.*, 2014; GONÇALVES *et al.*, 2016, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2016, 2018).

Apesar das características tectônicas muito semelhantes apresentadas pelos Orógenos Ribeira e Araçuaí, seus estilos estruturais são ligeiramente divergentes devido a gênese individual de cada orógeno. A estruturação do Orógeno Ribeira, foi desenvolvida durante o fechamento de um amplo oceano (Adamastor) com o envolvimento de colisões de paleocontinentes e diversos tipos de arcos magmáticos (CAMPOS-NETO, 2000; TROUW *et al.*, 2000; CORDANI *et al.*, 2003; HEILBRON *et al.*, 2000, 2008, 2012, 2013; ALKMIM *et al.*, 2006, 2007). Por sua vez Orógeno Araçuaí foi estruturado em um ambiente limitado entre os Crátons do São Francisco e do Congo, a partir de um oceano peninsular que se ligaria ao antigo oceano Adamastor (TROMPETTE, 1994; TROUW *et al.*, 2000; ALKMIM *et al.*, 2006; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011).

Duas associações distintas de rochas com características típicas de arcos magmáticos desenvolvidos em ambientes de margens continentais ativas (foco desta tese) são descritas nos segmentos central e norte do Orógeno Ribeira. O segmento norte é representado por arcos de margens continentais internos, são eles os arcos do Complexo Serra da Bolívia e seus correlatos, e no segmento central encontram-se os arcos que evoluíram desde de arcos intraoceânicos imaturos a um conjunto de arcos maduros e são os arcos dos Complexos Rio Negro e da Serra da Prata (TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2007; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON *et al.*, 2013, 2017; CORRALES, 2015; PEIXOTO *et al.*, 2017).

No Orógeno Araçuaí as rochas características de arcos magmáticos apresentam assinaturas de arcos desenvolvidos em margens continentais ativas (cordilheiranos) e são pertencentes ao denominado arco do Rio Doce (FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO, 1993; NALINI-Jr. *et al.*, 2000, 2005; NOCE *et al.*, 2000; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2011).

Estas associações são descritas como representantes da fase acrescionária pré-colisional e estão alocadas na supersuíte G1 do Domínio Interno do orógeno (FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO, 1993; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011; ALKMIM *et al.*, 2006, 2007; VIEIRA, 2007; NOVO *et al.*, 2010; TEDESCHI *et al.*, 2016).

Devido as distintas metodologias empregadas para as descrições e subdivisões das organizações tectônicas dos Orógenos Ribeira e Araçuaí, o quadro 1 é baseado em sínteses publicadas principalmente por Tupinambá *et al.*, 2007, Heilbron *et al.*, 2013, 2017 e Tedeschi *et al.*, 2016 e apresenta uma proposta de correlação entre as principais organizações tectônicas destes orógenos.

Quadro 1- Correlação entre a organização tectônica proposta para os Orógenos Ribeira e Araçuaí

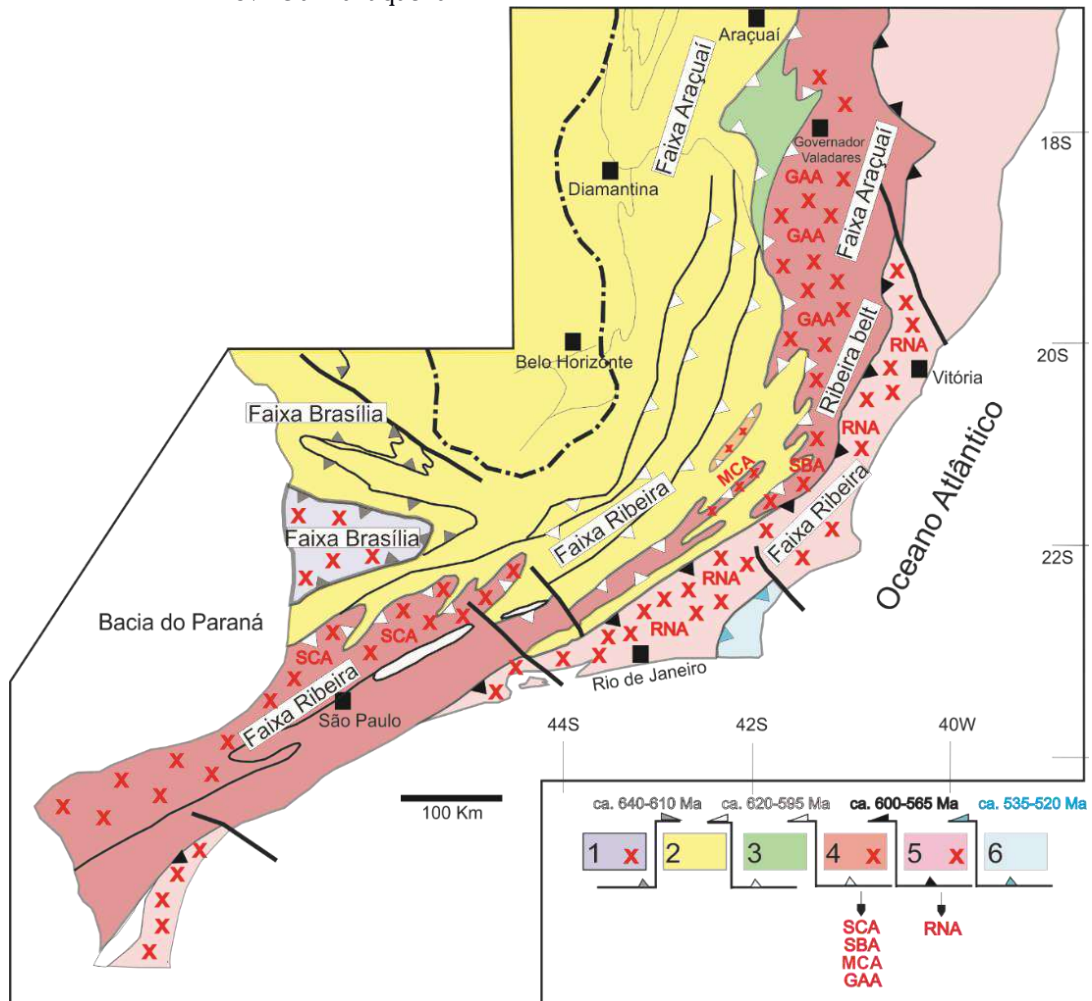
Orógeno Ribeira	Orógeno Araçuaí	Componentes Tectônicos
Tereno Ocidental	Domínio Externo (proximal)	Sequência rift e associações de rochas de margem passiva, rochas ofiolíticas
Terreno Paraíba do Sul/Embu	Domínio Interno (distal)	Arco do Rio Doce e bacias relacionadas, rochas ígneas colisionais e pós-colisionais
Terreno Oriental	Não Encontrado	Sistema de arcos magmáticos intra-oceânicos (arcos da Serra da Prata e do Rio Negro e bacias relacionadas), rochas ígneas colisionais e pós-colisionais
Terreno Cabo Frio	Não Encontrado	Fragmento do embasamento angolano

Fonte: O Autor, 2019.

As rochas plutônicas cálcio-alcálinas pertencentes a fase orogênica pré-colisional do Orógeno Araçuaí (arco do Rio Doce) exibem características litogeoquímicas, geocronológicas e isotópicas correlacionáveis com as rochas plutônicas do arco magmático do Complexo Serra da Bolívia e seus arcos correlatos, Marceleza e Leopoldina (ver capítulos 4 e 5) no Orógeno Ribeira. A conexão entre os distintos segmentos do arco do Rio Doce com o Complexo Serra da Bolívia já fora alvitado por diversos autores como, Figueiredo & Campos-Neto, 1993, Campos-Neto, 2000, Trouw *et al.*, 2000, Nalini-Jr. *et al.*, 2005, Pedrosa-Soares *et al.*, 2008, 2011, Heilbron *et al.*, 2008, 2013, 2017, Figueiredo, 2009, Novo *et al.*, 2010, Corrales, 2015 e Tedeschi *et al.*, 2016, como pode ser observado na figura 10.

A ligação entre os arcos do Rio Doce e da Serra da Bolívia, pode ser reconhecida através da principal associação representativa de rochas de arco magmático de margem continental ativa do arco do Rio Doce, a Suíte Galiléia (ca 594 ± 6 Ma - NALINI-Jr. *et al.*, 2005; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008).

Figura 10 - Esboço do mapa tectônico dos arcos magmáticos Neoproterozoicos da Província Mantiqueira



Legenda: 1- Região Sul da Faixa Brasília; 2- Área retrabalhada do Cráton do São Francisco (placa inferior); 3- Unidades ofiolíticas; 4- Terrenos de arcos de margens continentais ativas (cordilheiranos) - Socorro (SCA) - Serra da Bolívia (SBA) - Galiléia (GAA) - Marcelleza e Leopoldina (MCA); 5- Terrenos de arcos intraoceânicos a cordilheiranos tardios - arco do Rio Negro (RNA); 6- Terreno Cabo Frio.

Fonte: Modificado de HEILBRON *et al.*, 2013 (dados compilados de HEILBRON *et al.*, 2000, 2004, 2008; CAMPOS-NETO, 2000; TROW *et al.*, 2000; NALINI-Jr. *et al.*, 2000, 2005; TUPINAMBÁ *et al.*, 2000, 2007; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2008, 2011).

A conexão é corroborada através das inúmeras rochas plutônicas descritas também como características de arcos magmáticos de margem continental ativa análogas a Suíte Galiléia do Orógeno Araçuaí, e que são facilmente correlacionáveis com o Complexo Serra da Bolívia e com os stocks Marcelleza e Leopoldina (como será visto no capítulo 5), como os plútons Manhauçu (ca 597 Ma - PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011), Teófilo Otoni (ca 586 Ma - MARTINS *et al.*, 2004), Divino (ca 603 a 592 Ma - NOVO, 2009; NOVO *et al.*, 2010) e Brasilândia (ca 595 a 581 Ma - NOCE *et al.*, 2000; MARTINS *et al.*, 2004; TEDESCHI *et al.*, 2016).

Incluindo os Batólitos Muriaé (ca 620 a 582 Ma - FIGUEIREDO, 2009; TEDESCHI *et al.*, 2016) e Derribadinha (ca 597 a 580 Ma - PETITGIRARD *et al.*, 2009; GONÇALVES *et al.*, 2014) entre outras rochas plutônicas que serão descritas com maior detalhe no capítulo 5 da tese.

Além das correlações com o Orógeno Araçuaí o Complexo Serra da Bolívia já teve sua correlação estendida ao sul do Orógeno Ribeira como pode ser observado na figura 10, sendo associado ao arco pré-colisional do Socorro no Terreno Embu. Estendendo dessa forma o arco do Rio Doce e o Complexo Serra da Bolívia até a região mais meridional da Província Mantiqueira (JANASI *et al.*, 2009; ALVES *et al.*, 2013; HEILBRON *et al.*, 2013; VINAGRE *et al.*, 2014; TOLEDO *et al.*, 2018).

4 RESULTADOS

Os resultados do trabalho foram discutidos no artigo abaixo, publicado no ano de 2020, pela revista *Precambrian Research*:

COEVAL HIGH BA-SR ARC-RELATED AND OIB NEOPROTEROZOIC ROCKS LINKING PRE-COLLISIONAL MAGMATISM OF THE RIBEIRA AND ARAÇUAÍ OROGENIC BELTS, SE-BRAZIL

Felipe F.P. Corrales^a, Ivo A. Dussin^{a, e}, Monica Heilbron^{a, d, e}, Henrique Bruno^a, Samuel A. Bersan^b, Claudio M. Valeriano^{a, d, e}, Antonio Carlos Pedrosa-Soares^{c, e}, Mahyra Tedeschi^c

^aUniversidade do Estado do Rio de Janeiro, Brazil (TEKTOS Research Group)

^bUniversidade Federal de Ouro Preto, Brazil

^cUniversidade Federal de Minas Gerais, CPMTC-IGC, Campus Pampulha, Belo Horizonte, 31270-901, MG, Brazil

^dDepartment of Geology and Geography, Salzburg University, Austria

^eFellow of the Brazilian Research Council (CNPq), Brazil

Abstract

Two arc systems have been described within the Neoproterozoic Ribeira Belt: the inner continental magmatic arc and the outer intra-ocean magmatic arc. New geochemical and U-Pb and Lu-Hf (LA-ICPMS) data from zircons of the Marceliza-Leopoldina stocks, belonging to the inner magmatic arc system, in the boundary region between the Ribeira and Araçuaí orogenic belts are presented. The intermediate to felsic magmatic rocks have high Ba, Sr, K/Rb, LILE and LREE contents. Low Rb, Th, U, Nb, and very low Y and HREE contents point to their generation in a supra-subduction tectonic scenario, from melting of the asthenospheric wedge above a subducting oceanic plate. Zircon U-Pb (LA-ICPMS) data indicates crystallization ages between ca. 650 and 600 Ma, with high-grade metamorphic overprint at ca. 582 Ma. Tonian inherited zircons were found in the older rocks, suggesting that the development of the continental magmatic arc might have begun earlier. Associated basic (gabbros and monzogabbros) to intermediate (diorites and monzodiorites) rocks are

geochemically heterogeneous. Some represent less evolved calc-alkaline basaltic magmas, while relatively more enriched varieties are intraplate basalts with OIB components. Together with lithogeochemical data, Lu-Hf signatures showing T_{DM} model ages between ca. 1.7 to 1.3 Ga, with initial ϵ_{Hf} values ranging from slightly negative values (-0.9 to -3.75) to strongly negative (up to -10.4) indicate a magmatic arc developed on continental margin environment (i.e., continental-type arc). The studied rocks represent the Rio Doce arc in the studied region and are correlated with other arc segments located from the north, in the Araçuaí Orogen, to the southernmost Ribeira Orogen, defining a c. 1000 km long continental-type magmatic arc. This inner arc system first collided against the São Francisco craton during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny around 580 Ma. The geochemical diversity of coeval intermediate to felsic rocks and the variability of associated basic rocks are suggestive of a complex evolution of the subduction zone system. Possible mechanisms for the enrichment in incompatible elements of magmatic products may have involved slab roll-back and subduction of fore-arc rocks, and the influx of ascending asthenosphere associated with slab windows (slab break off, ridge subduction) prior to collision.

Key Words: Gondwana; Brasiliano orogeny; Magmatic arcs; Ediacaran; Subduction.

4.1 Introduction

High Ba-Sr granitic rocks are known to have high LILE and LREE contents, high K/Rb ratios, low Rb, Th, U and Nb contents, and very low Y and HREE contents. These characteristics are interpreted as having origin in supra-subduction zone environments, where melting of the sub-continental lithospheric mantle wedge occurs above the subducting lithospheric slab (FOWLER et al., 2008; TARNEY & JONES, 1994). In this tectonic setting, the asthenospheric mantle wedge is enriched by melts and fluids originated from the dehydrating sedimentary cover of the descending slab, originating crustal (Nd, Sr) isotope signatures and high K, Ba and Sr contents (HALLA et al., 2009).

The generation of high Ba-Sr granitic rocks in this environment may be strongly controlled by the subduction of carbonate-rich sediments, with replacement of Ca by Sr. High Ba contents may be related to biological productivity and/or hydrothermal processes (FOWLER et al., 2008, HEILIMO et al., 2010, MOYEN & LAURENT et al., 2018).

Still the pre-collisional stage of orogeny, break off the subducting slab may take place, resulting in upwelling of the asthenospheric mantle and partial melting of the enriched lithospheric mantle, also originating high-Ba-Sr magmatism (FOWLER et al., 2008; HEILIMO et al., 2010).

However, if a slab window is formed, e.g. caused by subduction of spreading ridge, hydration of the lithospheric mantle decreases and thus arc magmatism diminishes and may even be replaced by Mid-Oceanic Ridge Basalts (MORB) and/or Ocean Island Basalts (OIB) magmatism, typically intruding the fore-arc zone in a near-trench position (WINDLEY & XIAO, 2018).

This work presents new bulk-rock geochemical and zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic data from the Neoproterozoic Marceiza and Leopoldina stocks composed of granitic to mafic rocks, located in the central Ribeira Orogen (central Mantiqueira Province, SE Brazil). Those stocks display an association of high Ba-Sr and OIB signatures, as well as slightly to moderately negative Hf values, indicating an arc magmatism related to subduction of an oceanic lithosphere.

The proposed tectonic setting for this lithologic association is discussed in the context of the Neoproterozoic subduction and collisional processes that culminated in the amalgamation of Gondwana supercontinent.

We also present a comparison of the studied rocks with those of the Serra da Bolívia complex (HEILBRON et al., 2013), located in the northern Ribeira Orogen, and with other segments of the Rio Doce arc located in the Araçuaí Orogen (PEDROSA-SOARES et al., 2008, 2011; TEDESCHI et al., 2016; GONÇALVES et al., 2016, 2018).

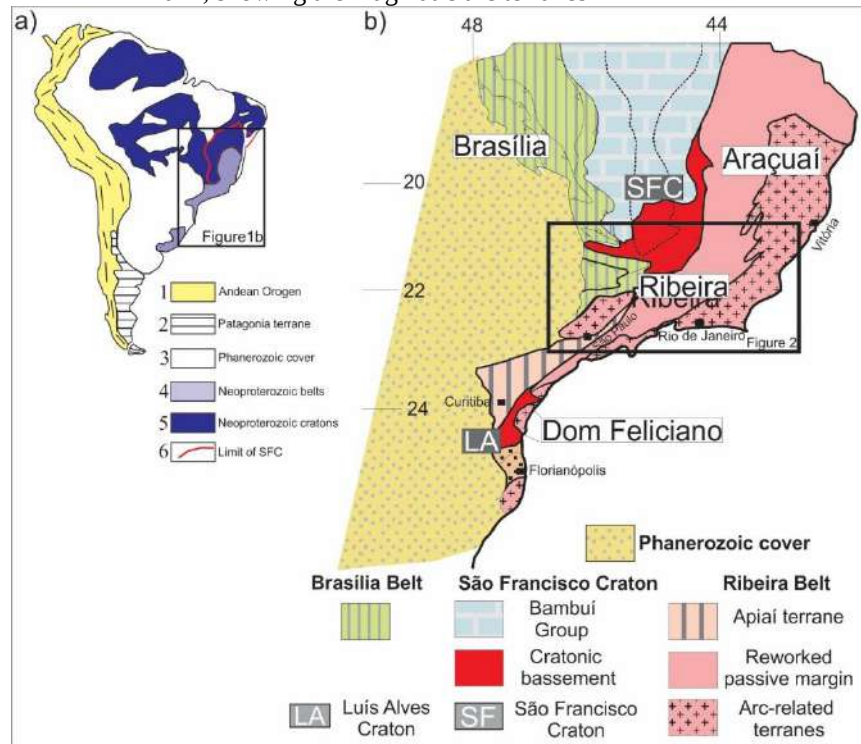
This comparison reinforces the idea of a pre-collisional connection between the Ribeira and Araçuaí Orogens (AROS; FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO, 1993; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2011; HEILBRON et al., 2013; TEDESCHI et al., 2016; DEGLER et al., 2017) and helps correlations with terranes further south in the Ribeira Orogen (CAMPOS-NETO & CABY, 2000; EBERT et al., 1996; TROUW et al., 2013; ALVES et al., 2013; JANASI et al., 2016; HEILBRON et al., 2017).

Finally, we present a comprehensive tectonic model in order to explain the coeval occurrence of magmatic arc and OIB rocks during the late stages of subduction within the magmatic arc systems of the Ribeira and Araçuaí orogenic belts.

4.2 Tectonic framework of the studied region

Located from southeastern to eastern Brazil, the Ribeira and Araçuaí orogenic belts comprise the central and northern sectors of the Mantiqueira province (ALMEIDA et al., 1977; BRITO-NEVES et al., 1999, HEILBRON et al., 2004), a complex orogenic system constructed during the diachronous collision episodes that amalgamated the West-Gondwana supercontinent (HEILBRON et al., 2007; MEERT & LIEBERMAN 2008; GRAY et al., 2008).

Figure 11 - Location of the Ribeira and Araçuaí Belts in the tectonic map of SE Brazil, showing the magmatic arc terranes

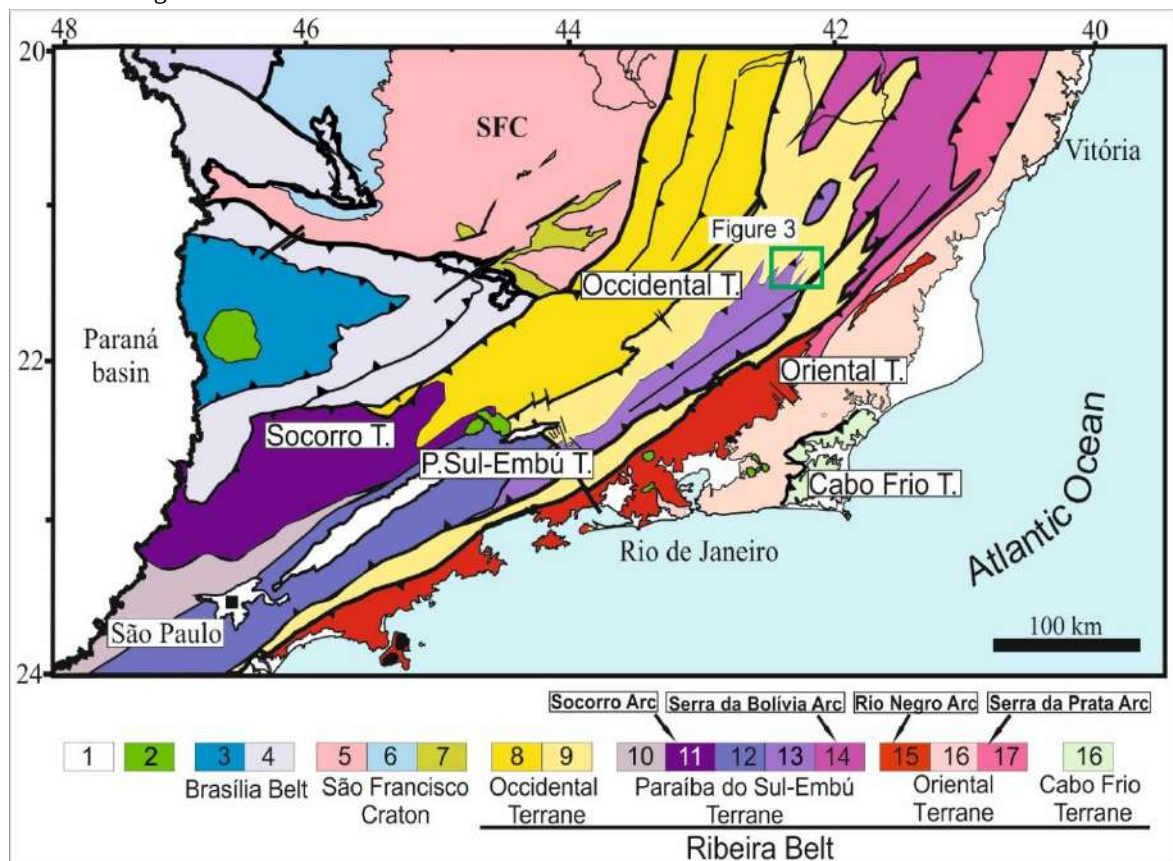


Source: Modified from HEILBRON et al., 2004.

Multiple Neoproterozoic to Cambrian orogenic processes had formed the Mantiqueira Province and its African counterpart, including development of subduction-related magmatic arcs followed by collisions involving paleocontinental landmasses, such as the São Francisco-Congo, Angola, Luís Alves, Rio de La Plata and Kalahari, which are collectively referred to as the Brasiliano-Pan-African orogeny (BRITO-NEVES et al., 1999; HEILBRON et al., 2004; 2017). From north to south, the Araçuaí, Ribeira and Dom Feliciano Orogens comprise the three segments of the Mantiqueira Province (Fig. 11), of which the West Congo, Kaoko and Gariep orogenic belts are the African counterparts, respectively (ALKMIM et al., 2006; GRAY et al., 2008; HEILBRON et al., 2008; PEDROSA-SOARES et al., 2008).

After the definition of the Rio Doce magmatic arc, including rocks found from the studied region to the north (FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO, 1993), two distinct magmatic arc associations have been described in the central and northern segments of the Ribeira Orogen (Fig. 12). One of them includes the Serra da Bolívia complex, the southern segment of an inner continental magmatic arc type developed between ca. 620 Ma and 590 Ma, correlated to the Rio Doce arc (HEILBRON et al., 2013; TEDESCHI et al., 2016, 2018; GONÇALVES et al., 2018). To the east of Serra da Bolívia complex and correlated arc segments, the Serra da Prata and Rio Negro complexes form an outer system that evolved from an immature intra-oceanic arc, between 860 Ma and 750 Ma, to a mature arc from ca. 660 to 620 Ma (TUPINAMBÁ et al., 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON et al., 2013, 2017; PEIXOTO et al., 2017).

Figure 12 - Tectonic organization of the Ribeira and Araçuaí Belt, with the location of the previously described magmatic arcs



Legend: 1- Phanerozoic cover; 2- Meso-Cenozoic alkaline rocks; 3 to 4- Brasília Belt: 3- Upper nappes system; 4- Lower high pressure nappes; 5 to 7- São Francisco Craton: 5- Basement Rocks; 6- Bambuí cover; 7- Autochthonous metasediments; 8 to 16- Ribeira Belt: 8- Andrelândia Domain; 9- Juiz de Fora Domain; 10- Apiaí Terrane; 11- Socorro-Guaxupé Terrane, including Socorro Arc; 12- Embú Terrane; 13- Paraíba do Sul Terrane; 14- Cambuci Terrane, including the Serra da Bolívia Arc Complex; 15 to 17- Oriental Terrane: 15- Rio Negro Complex and 16- Serra da Prata arcs; 17- Metasedimentary rocks; 16- Cabo Frio Terrane.

Source: Modified from HEILBRON et al., 2017.

A connection between distinct segments of the Rio Doce arc (FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO, 1993) has been suggested by several authors, including the Serra da Bolívia complex in the northern Ribeira Orogen and the G1 supersuite of the Araçuaí Orogen (FIGUEIREDO, 2009; NOVO et al., 2010; PEDROSA-SOARES et al., 2011; HEILBRON et al., 2013; TEDESCHI et al., 2016). The Rio Doce magmatic arc rocks mostly includes deformed to well-preserved tonalites to granodiorites, variably rich in mafic to dioritic enclaves and facies, and a few gabbro-norite plutons, with a prevailing medium to high-K calc-alkaline, magnesian, metaluminous (I-type) signature, ranging in age from ca. 640 Ma to 580 Ma (cf. synthesis in TEDESCHI et al., 2016, 2018).

A southward connection between the Serra da Bolívia complex with arc-related rocks of the Embú and Socorro Terranes (JANASI et al., 2009; ALVES et al., 2013; VINAGRE et al., 2014; TOLEDO et al., 2018) was proposed by Heilbron et al. (2013), extending the Rio Doce arc to the southernmost region of the Ribeira Orogen (Fig.12). Nevertheless, a link between those arc segments has never been described before in the Paraíba do Sul Terrane, like the Leopoldina and Marceleza stocks presented here.

4.3 Correlating tectonic organizations of the Ribeira and Araçuaí Orogens

As these orogens have been described and subdivided according to distinct methodologies, we present a correlation of their tectonic organizations (Table 2), based on the synthesis published by Tupinambá et al. (2007), Tedeschi et al. (2016), and Heilbron et al. (2017), as well on specific papers quoted below. The current tectonic organization of the Ribeira Orogen (Fig. 12) comprises four tectono-stratigraphic terranes. From northwest to southeast, they are known as the Occidental (subdivided into Andrelândia and Juiz de Fora Domains), Paraíba do Sul-Embú, Oriental and Cabo Frio Terranes (TROUW et al., 2000, 2013; HEILBRON et al., 2000, 2008, 2017).

Based on a large geochronological dataset (MACHADO et al., 1996; HEILBRON et al., 2000, 2017; TROUW et al., 2000, 2013; PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008; SCHMITT et al., 2004; TUPINAMBÁ et al., 2007), the above mention terranes are interpreted as having been sequentially accreted against the reworked margin of the São Francisco paleocontinent (Occidental Terrane). These terranes were docked respectively at ca. 620 - 595 Ma (Paraíba do Sul-Embú), ca. 600 - 565 Ma (Oriental) and ca.535 - 520 Ma (Cabo Frio).

Quadro 2 - A correlation between the proposed tectonic organization of the Ribeira and Araçuaí Orogens

Ribeira orogen	Araçuaí orogen	Tectonic components
Occidental	External (proximal)	Rift and passive margin rock assemblages, ophiolite bodies
Paraíba do Sul-Embú	Internal (distal)	Rio Doce arc and related basins, collisional and post-collisional igneous rocks
Oriental	Not found	Intra-oceanic magmatic arc system (Serra da Prata and Rio Negro arcs and related basins), collisional and post-collisional igneous rocks
Cabo Frio	Not found	Fragment from Angola basement

Source: The author, 2020.

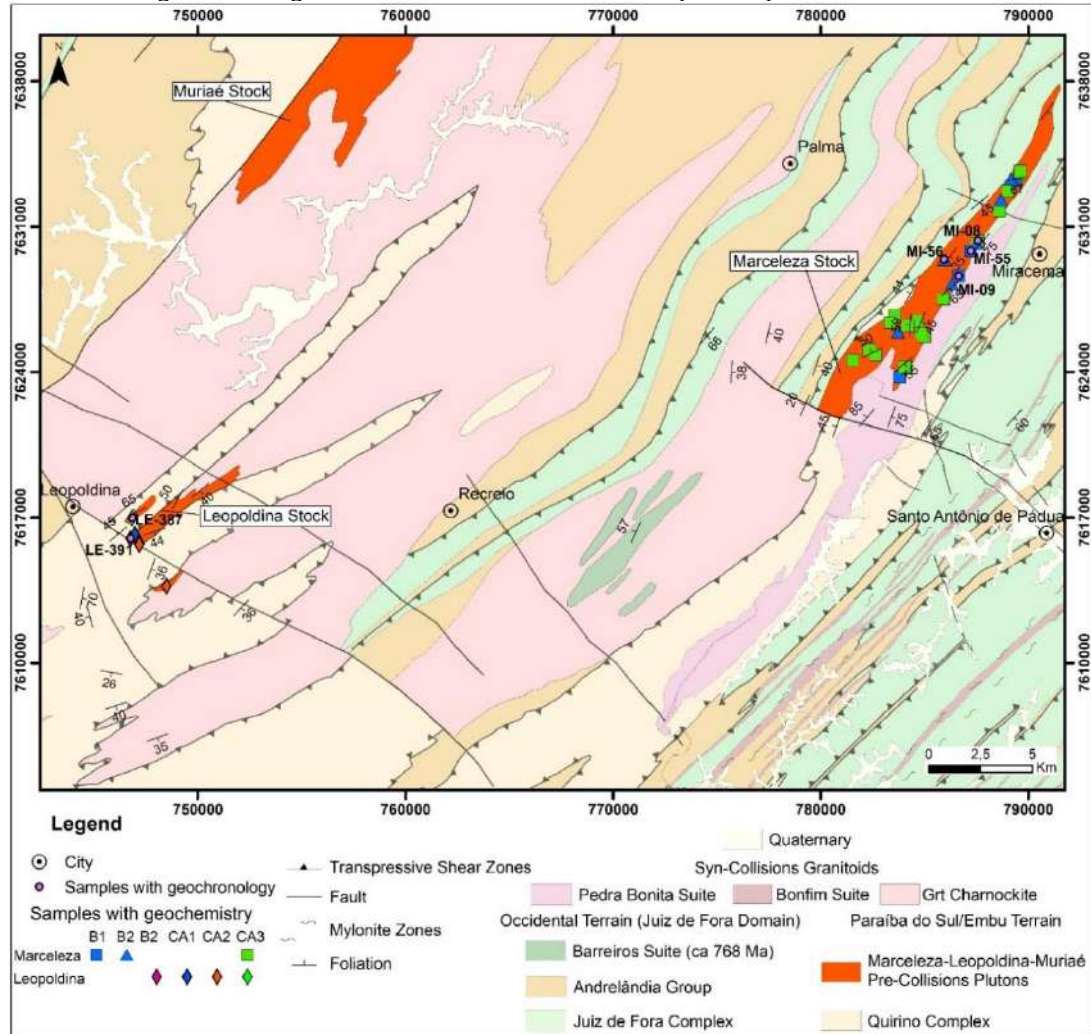
According to distinct nomenclature, the Araçuaí Orogen has been subdivided in geotectonic components related to the precursor basin system (rift and passive margin basins) and orogenic stages (accretionary wedges with ophiolite bodies, magmatic arc and related basins, and collisional to post-collisional rock assemblages). They were grouped in two regional tectonic domains at the Table 2 (PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008; ALKMIM et al., 2006, 2017). The external (or proximal) domain forms a fold-and-thrust belt marginal to the São Francisco craton (the Araçuaí Belt, firstly defined by ALMEIDA et al., 1977), including metamorphosed sedimentary and volcanic successions, as well as ophiolite bodies, related to the precursor basin system (Table 2). The internal domain includes the orogenic units forming the high-grade (crystalline) core of the Araçuaí Orogen, among them the Rio Doce magmatic arc (Table 2).

4.4 The Marceleza and Leopoldina stocks

The Marceleza and Leopoldina stocks, the object of this article, occur in the northernmost portion of the Paraíba do Sul-Embú Terrane (Figs. 12 and 13). The Marceleza stock crops out at the northern border of Rio de Janeiro and Minas Gerais States, and constitutes an large elongated body with a length of approximately 12 km that follows the regional NE-SW trend.

The Leopoldina stock is a smaller occurrence of similar rocks (Fig. 13). These plutonic units are intrusive in the orthogneisses of the Quirino Complex and are crosscut by syn-collisional megacrystic granitoids of the Pedra Bonita Suite (Figs. 13 and 14).

Figure 13 - Geological map of the studied area with the location of the samples with geochemical and geochronological data within Marceleza and Leopoldina plutons



Source: The author, 2020.

4.4.1 The country rocks

In the studied area, the Paraíba do Sul-Embú Terrane, hosts the Marceleza and Leopoldina stocks. This terrane comprises Paleoproterozoic orthogneisses with ages between 2.30 and 2.19 Ga, referred as to the Quirino Complex (TUPINAMBÁ et al., 2007; VALLADARES et al., 2012, 2017).

This unit is interpreted as the basement association for the Paraíba do Sul Group, a Neoproterozoic metasedimentary unit composed of high-grade pelitic to psammitic paragneisses with subordinated dolomitic marble lenses (HEILBRON et al., 2017b).

Besides basement orthogneisses and metasedimentary association, the PSE hosts several generations of Neoproterozoic granitoid rocks. Available thermobarometry data (MARQUES, 2009) indicate an anti-clockwise decompression path for the metasedimentary country rocks, with temperatures of 752 to 718 °C and pressures of ca. 7 kb, confirming granulite facies conditions. The best age estimate for this metamorphic episode is ca. 623 Ma, given by U-Pb data obtained from high-grade rocks (HEILBRON & MACHADO, 2003).

The Paraíba do Sul-Embú Terrane overthrusts the Occidental Terrane that also comprises two major lithological associations represented by Paleoproterozoic basement orthogranulites and a Neoproterozoic metasedimentary cover. The former is referred as the Juiz de Fora Complex, including enderbitic to charno-enderbitic rocks with ages between ca. 2.40 and 2.07 Ga (NOCE et al., 2007; HEILBRON et al., 2010). The latter is represented by the Andrelândia Group, a metasedimentary unit interpreted as belonging to the Neoproterozoic passive margin of the São Francisco craton (HEILBRON et al., 2017).

Several types syn-collision granitoid rocks occur within this terrane. In the focused area they are represented by (garnet) leuco-granites and leuco-charnockites, hornblende megacrystic granites (Pedra Bonita Suite) and hornblende-biotite foliated granites (Bonfim Suite), represented on Fig. 13.

4.4.2 The studied magmatic stocks

The Marceleza and Leopoldina stocks comprise a range of plutonic rocks varying from basic to intermediate composition (Fig 14), with more felsic compositions found in the Leopoldina stock. As the outcrops are small and scattered, it is not clear in the field the relationship between the basic and felsic rocks. Petrographic observation, corroborated by the geochemical data, define that they are metamorphosed gabbros, dioritic gabbros, tonalites (enderbites) and granodiorites (charno-enderbites), besides rocks of the monzonitic series, including monzonites, monzodiorites and syenites.

Observed field relationships with the country rocks indicate that the studied magmatic rocks are intrusive in the Paleoproterozoic basement orthogneisses of the Quirino Complex and were crosscut by the megacrystic syn-collisional granitoids (Fig 14).

Figure 14 – Field and petrographic aspects of the felsic plutonic rocks of the Marceliza and Leopoldina stocks



Legend: a) and b) Plutonic rocks of the stock Marceliza intrusive in the orthogneisses of the Quirino Complex (contact in white dotted line); c) Detail of the intrusive contact of the Marceliza granitoids with the orthogneisses of the Quirino Complex (contact highlighted in red dotted line); d) Boulder field of the Marceliza stock; e) Plutonic rocks of Marceliza stock crosscut by syn-collisional megacrystic granitoids of the Pedra Bonita Suite; f) Outcrop detail of the contact of figure “e”; g) Sample of the CA3 group meta-diorite (MI-08); h) Sample of the B2 group meta-monzodiorite (MI-56); i) Sample of B1 group meta-gabbro (MI-09); j) Sample of the CA2 group monzonitic granulite (LE-387); l) to n) petrography aspects of the studied samples: l) hornblende (hb) rims around pyroxene (opx) crystals; m) Anti-perthitic textures within the plagioclase (plag) crystal; n) detail with the granoblastic textures and main mineralogy.

Source: The author, 2020.

Due to the regional granulite facies metamorphism both mafic and felsic rocks are typically greenish in color. The granulite facies overprint is indicated by the presence of orthopyroxene + clinopyroxene $\pm$ hornblende in the mafic rocks and by orthopyroxene in the felsic ones. Isotropic textures are most visible in outcrops, but locally a subtle foliation is present, enhanced by elongated mafic enclaves.

Under the microscope, textures are mainly granoblastic, but a subtle foliation may be marked by the orientation of mafic minerals (Fig 4) Along the basal contact with the rocks of the Juiz de Fora Domain, more pervasive foliation and even mylonitic textures are developed. The essential mineralogy comprises variable proportions of quartz, plagioclase, K-feldspar, clinopyroxene (diopside), orthopyroxene (hypersthene) and deep green to brown hornblende (Fig. 14). The basic rocks typically contain orthopyroxene and clinopyroxene, while the intermediate rocks contain only hypersthene. Garnet occurs in the basic rocks, forming symplectite coronas with clinopyroxene. The K-feldspar/plagioclase ratios correlate with silica contents. In the intermediate types, low quartz contents are suggestive of monzonitic series, further confirmed by the geochemistry data. Ilmenite, apatite and zircon are accessory minerals.

Both prograde and retrograde metamorphic textures can be observed under the microscope. Progressive textures are represented by pyroxene growth from hornblende and biotite, and retrogressive textures consist of biotite and hornblende rims around pyroxene crystals, and within cleavage seams of this mineral (Fig. 14). Anti-perthitic textures occur in the core of the largest plagioclase crystal and myrmekite textures occur along irregular contacts between quartz and K-feldspar.

4.5 Analytical procedures

Based on the field and petrographic observation, 32 samples of the Marceleza stock and 8 samples of the Leopoldina stock were selected for geochemical analysis (Figs. 13 and 15), distributed along the whole length of the bodies and encompassing mafic to felsic rocks (metagabbros, meta-monzonites, enderbites and charno-enderbites). The selected samples were cut into slabs of approximately 30g, crushed and milled using a jaw crusher and a disc mill in the Preparation Laboratory (LGPA) of the Rio de Janeiro State University (UERJ) prior to analysis by the Activation Laboratory (Ancaster, Canada, www.actlabs.com).

Major elements were determined using XRF Fusion techniques. Prior to fusion with a combination of lithium metaborate and lithium tetraborate with lithium bromide as a releasing agent, the loss on ignition values (LOI), were determined from the weight loss after roasting the sample at 1000°C. Detection limits are of 0.01 for most of the elements except for MnO (0.001).

Trace elements including REE were determined using INNA techniques including neutron thermal flux irradiation of 1g aliquot of the sample encapsulated in a polyethylene vial, and after 7 days were counted on a high purity Ge detector. Using the flux wires, the decay-corrected activities are compared to a calibration developed from multiple certified international reference materials. The standard present is only a check on accuracy and is not used for calibration purposes. Between 10 to 30% of the samples are rechecked by re-measurement. For the REE the detection limits are between 0.05 to 0.01, and for most of the trace elements is between 0.5 to 0.1. Geochemical calculations and plots were performed using the GCDkit 3.0 software from Janousek et al. (2006). Four samples (MI-08, MI-09, MI-55 and MI-56) of the chemical and textural varieties of the Marceleza stock were selected for U-Pb and Lu-Hf zircon analysis. Two other samples from the Leopoldina stock (LE-387 and LE-391) were also selected for U-Pb analysis. The location of the samples is given in Fig. 13.

Preparation at the LGPA laboratory of the Rio de Janeiro State University (UERJ) included milling, dense liquid separation, magnetic separation using the Frantz electromagnetic separator, prior to manual picking of zircon grains under a binocular microscope. Cathodoluminescence, secondary and back-scattered electron images of the mounts were obtained at the MULTILAB laboratory of UERJ using a FEI-QUANTA 250 model Scanning Electron Microscope. Textures were interpreted according to the criteria of Corfu et al. (2003).

Most of the U-Pb isotopic data was obtained at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília using a Thermo-Finnigan Neptune multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (ICPMS) connected to a “New Wave 213 mm Nd-YAG” laser beam with spot diameters of 30 to 50 μm , and frequency of 6 to 10 Hz. Bracketing analysis technique described in detail by Buhn et al. (2009) involved the use of the JG1, Temora 2 and FC1 standards.

For the standard and sample analyses, isotope ratio measurements consisted of blocks of 40 cycles, each with 1.049 s duration. Analyses with errors higher than 10% for isotope ratios, or ^{204}Pb contents higher than 0.5% were discarded in age calculations. Analyses with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 3000$ indicate negligible common Pb. When necessary, common Pb correction was made with the in-house spreadsheet of Buhn et al. (2009), following the Stacey and Kramers (1975) model. The Isoplot V.3 software of Ludwig (2003) was used for age calculations and plots. The U-Pb data of the two samples from the Leopoldina stock and the Lu-Hf data for the Marceleza stock were obtained at the Laboratory of Radiogenic Isotopes of the Federal University of Ouro Preto (UFOP), using a Thermo Neptune Plus multi-collector ICPMS coupled with a laser Photon Machine 193 instrument.

The LA-ICPMS analyses in the zircon grains were performed on the same locations of the U-Pb laser spots, using a beam diameter of 40 μm . In order to obtain T_{DM} model ages (PIETRANIK et al., 2008), 50 ratios were measured along 60 seconds. The GJ-01 (JACKSON et al., 2004), 91.500 (WIEDENBECK et al., 1995), and Plešovice (SLÁMA et al., 2008) zircon standards were used for corrections and calibrations. Further details on the analytical procedures are provided by Santos et al. (2017). Results from the standards analysis during U-Pb and Lu-Hf acquisition are shown in the supplementary data material.

4.6 Results

4.6.1 Elemental composition

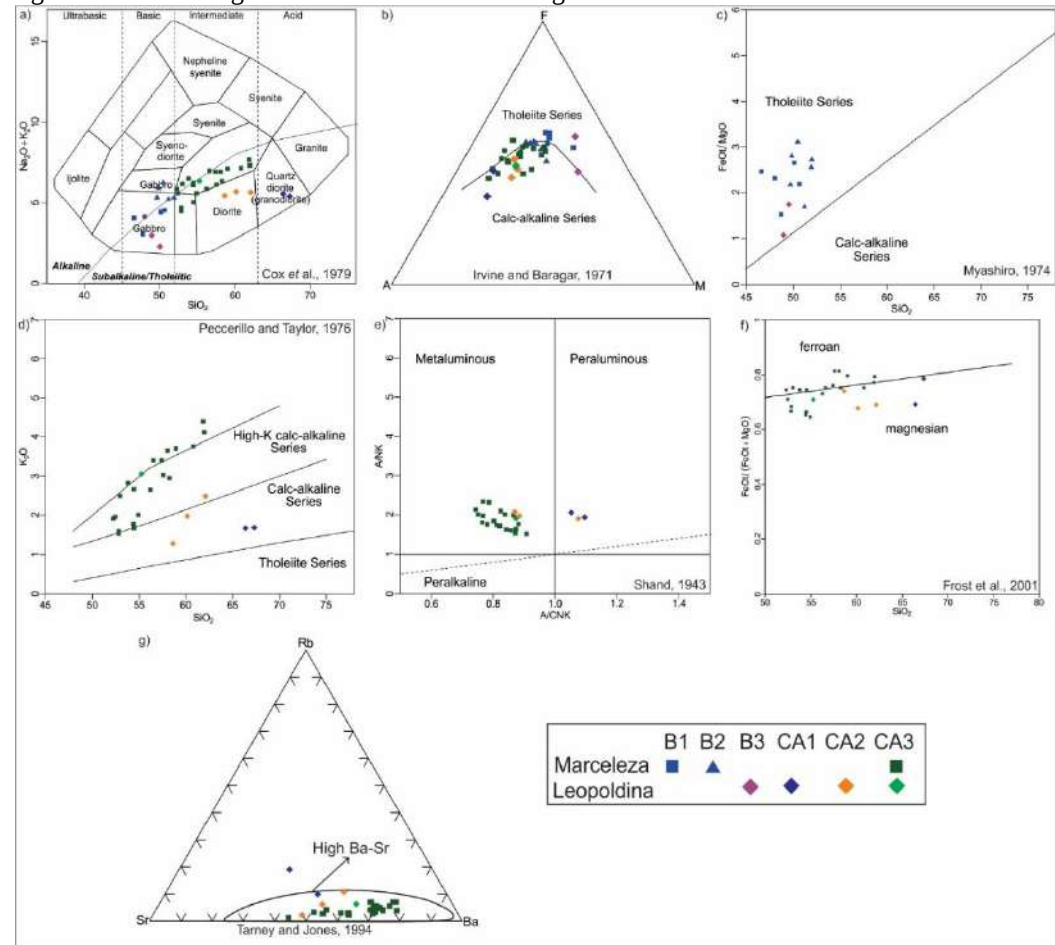
Major and trace element compositions of the Marceleza and Leopoldina samples are presented in Table 2. They display large variation in silica contents (46.6% to 62.1%), defining an expanded sub-alkaline to transitional magmatic series in the total alkalis versus silica diagram (Fig. 15a). The lithogeochemical classification, corroborates the petrography, and includes meta-gabbros, meta-diorites and rocks with low quartz contents such as meta-monzodiorites and meta-monzonites.

The Leopoldina stock also presents charno-enderbitic varieties. As the studied rocks were submitted to granulite facies metamorphism, the mobility of some elements should be taken in consideration. Some LILE scattered patterns in the multielement spidergrams could be caused some extent of mobility. Anyway, we didn't detect any major disturbance in the content of most elements of the studied rocks, neither substantial LILE removal, as depicted from the Harker diagrams.

4.6.1.1 Basic rocks

Basic rocks of the Marceleza and Leopoldina stocks plot close to the limit of tholeiitic to calc-alkaline fields in the AFM diagram (Fig. 15b).

Figure 15 - Selected geochemical classification diagrams



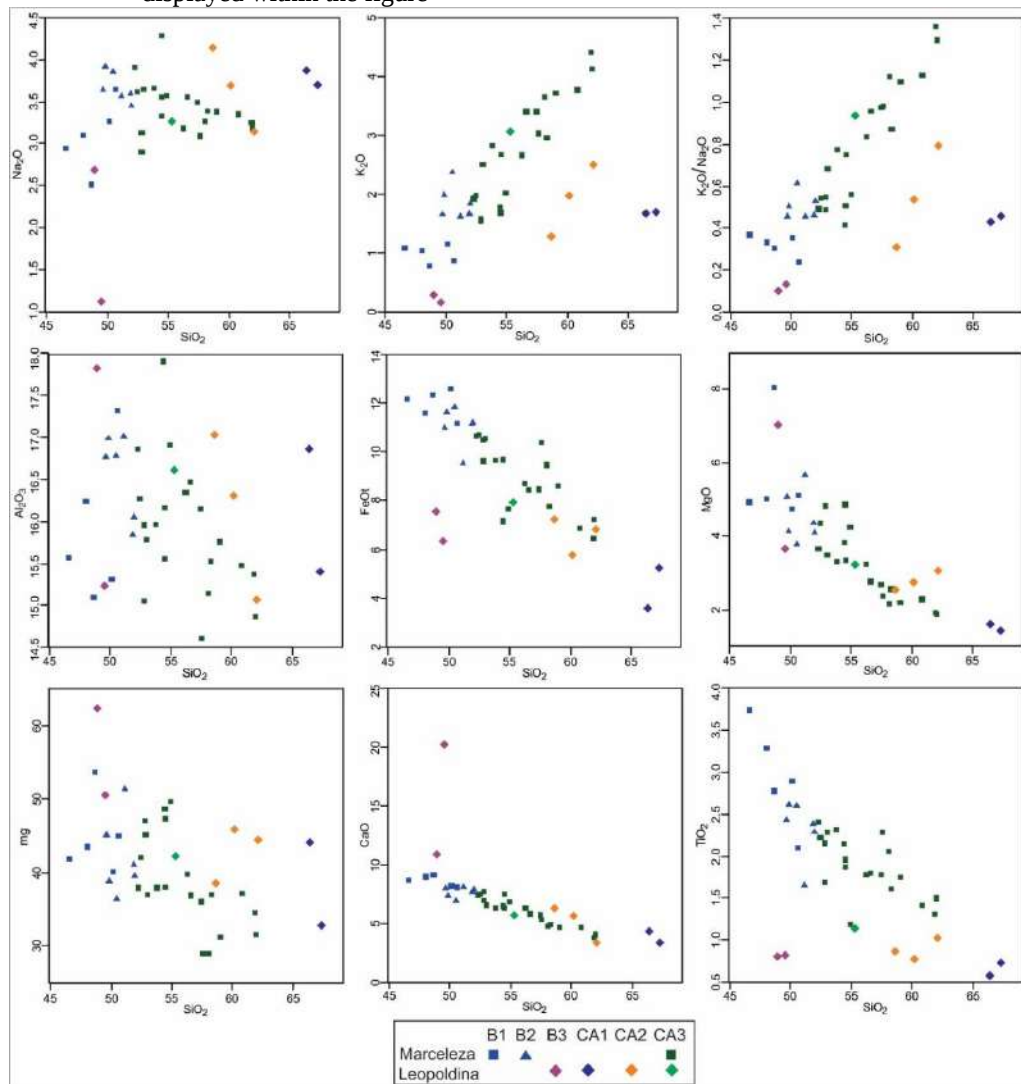
Legend: a) Al_2O_3 x SiO_2 diagram of COX et al. (1979); b) AFM diagram of IRVINE & BARAGAR (1971); c) FeO/MgO x SiO_2 of MYASHIRO, (1974); d) K_2O x SiO_2 classification for the calc-alkaline series of PECCERILLO & TAYLOR, (1976); e) Shand index diagram for the intermediate to acid rocks (SHAND, 1943); f) Granitoid classification of FROST et al. (2001); g) Triangular diagram of TARNEY & JONES (1994), indicating the high Ba-Sr character of the intermediate to acid rocks. Symbols of the geochemical groups are presented inside the figure.

Source: The author, 2020.

As suggested by Sheth et al. (2002), for basic rocks, the use of the terms calc-alkaline versus tholeiitic is poorly defined in diagrams that do not consider CaO and Al_2O_3 contents. The tholeiitic character of the basic rocks is better characterized in the FeO/MgO x SiO_2 diagram (Fig. 15c). Therefore, three compositional groups can be identified based on the Al_2O_3 , K_2O , Na_2O and TiO_2 contents as well as trace elements.

Groups B1 (blue squares in all diagrams) and B2 (blue triangles in all diagrams) are considered as high TiO_2 (wt.% > 2%), but the first one has lower Na_2O , K_2O and Al_2O_3 contents in comparison to the latter (B2) and Group B3 is characterized as low TiO_2 (wt.% < 2%) (Fig. 16). Group B2 is correspondingly characterized for having higher contents of Rb, Zr, Ba and Y and Group B3 is comparatively more depleted in LILE and HSFE.

Figure 16 - Selected Harker diagrams with the basic and intermediate to acid rocks. Symbols are displayed within the figure

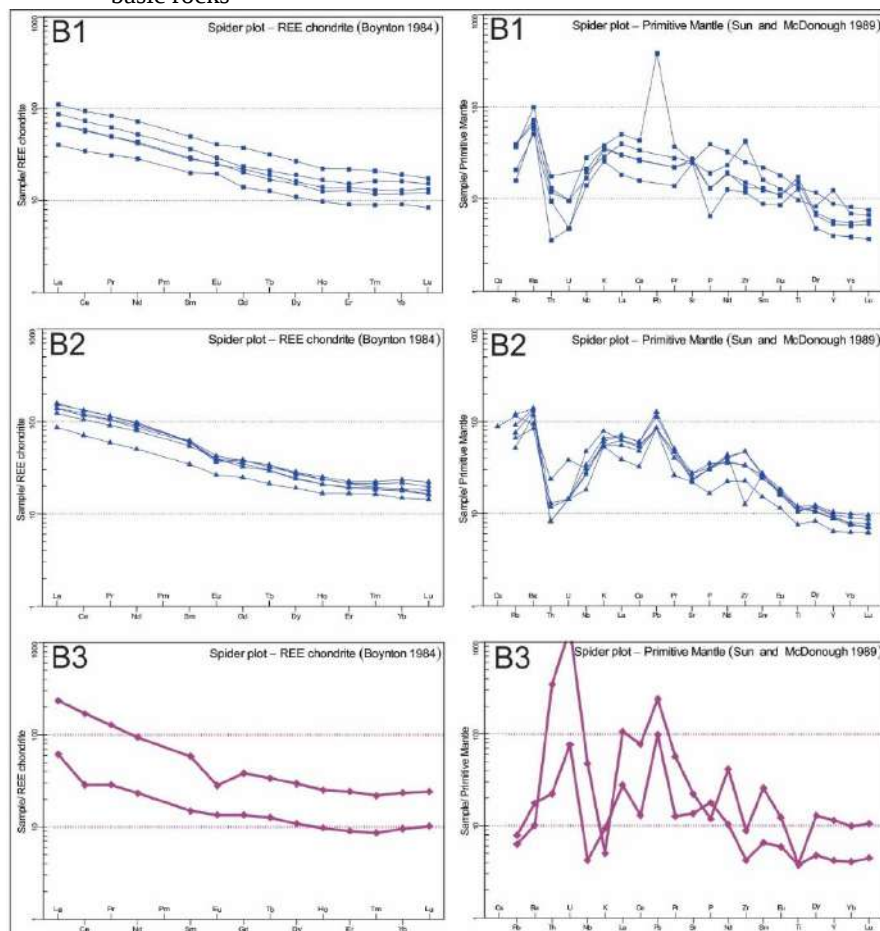


Source: The author, 2020.

The total REE contents and the chondrite-normalized REE signatures of the three groups of basic rocks (Fig. 17) are also contrasting: B1 group samples is depleted in LREE patterns, with positive or no Eu anomalies, B2 group present a more fractionated LREE pattern with negative Eu anomalies and B3 group also displays distinct chondrite-normalized REE patterns, with negative or no Eu anomaly.

The multi-element diagrams normalized by the Primitive Mantle (SUN & MCDONOUGH, 1989; Fig. 17), also emphasize the differences between the three groups of basic rocks. B2 and B3 group samples show positive Pb anomalies, moderate to negative Ti anomaly and higher contents on both LREE and HREE, when compared to those of B1 group. Only B3 group samples, in contrast to the other groups, display negative Nb and Ti anomalies.

Figure 17 – Chondrite normalized REE and Primitive mantle normalized diagrams for the basic rocks



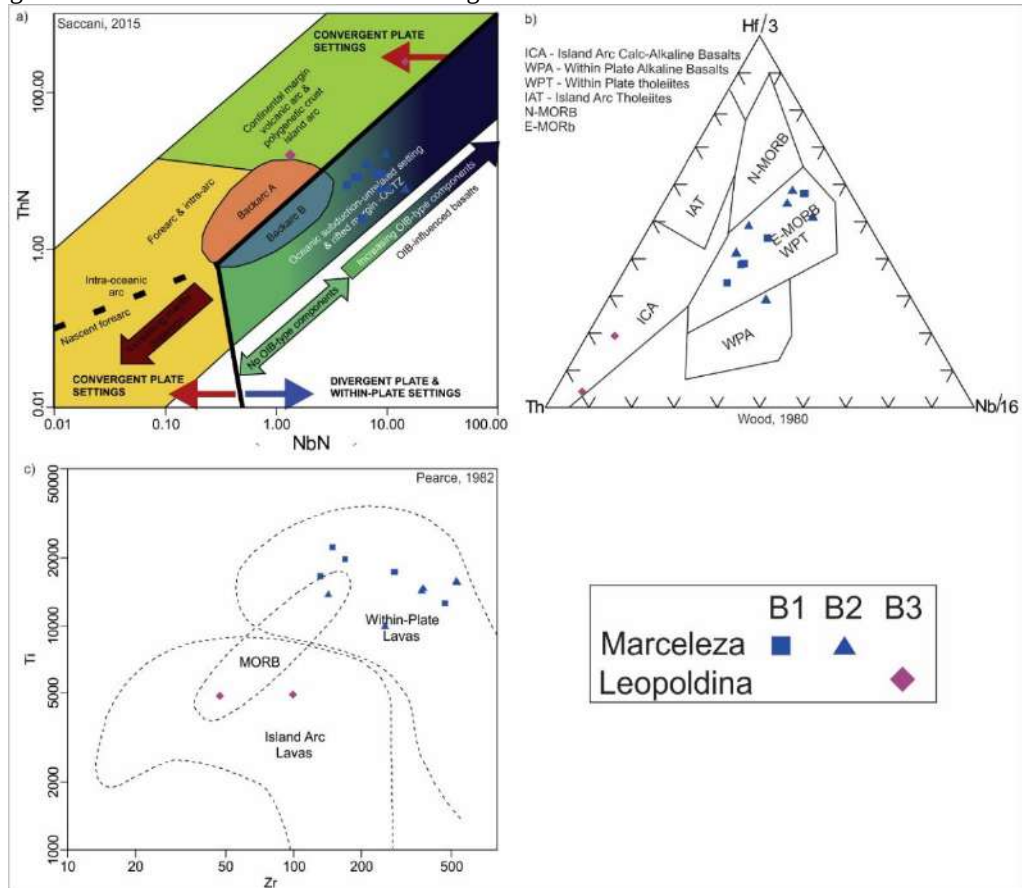
Legend: Blue squares - B1 group; Blue triangles - B2 group; Purple diamonds - B3 group.
Diagrams on the left are from Marceliza stock and diagrams on the right are from Leopoldina stock.

Source: BOYNTON, 1984 and MCDONOUGH & SUN, 1995.

In the tectonic discriminant diagrams presented in Fig. 18 (a, b, c), the differences of the three compositional group are stresses mostly by the within-plate signature of Groups B1 and B2 contrasting with the arc setting of Groups B3.

Groups B1 and B2 shows E-MORB signature with increasing OIB components ($Zr/Nb < 20$ and Y/Nb ratios < 5) suggesting extensional settings. Low Nb/La ratios (< 0.9) and Nb contents (1 to 34 ppm) of B3 group samples suggest orogenic setting in active continental margin.

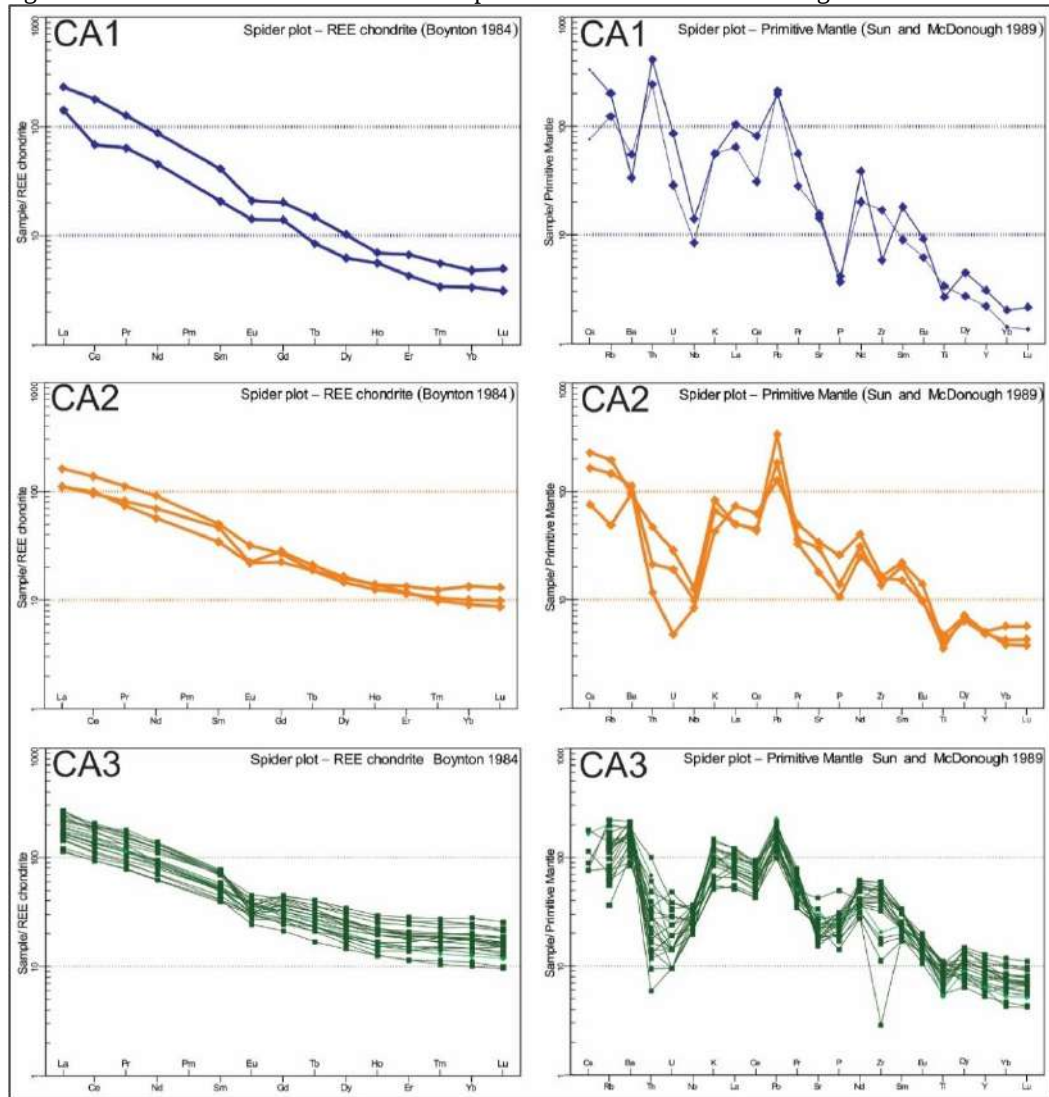
Figure 18- Selected tectonic discriminant diagrams for the basic rocks



4.6.1.2 Intermediate to acid rocks

The lack of a high volume of basic rocks compared to the felsic ones, the lack of cumulate rocks, the comparative study of selected ratios between immobile elements and total REE contents preclude that the intermediate to acid rocks were derived from the tholeiitic groups. The felsic rocks of Marcelleza and Leopoldina stocks were then separated into three calc-alkaline groups (CA1- blue diamonds, CA2 - orange diamonds and CA3 - green squares and green diamonds in all diagrams) (Fig. 15b) and classified as High Ba-Sr granitoids (Fig. 15g). They define clear differentiation trends in the Harker diagrams (Fig. 16), with negative correlation of almost all major elements with the SiO_2 , with exception of K_2O . All three groups are represented in the Leopoldina stock, but only the CA3 group occurs in the Marcelleza stock.

Figure 19 - Chondrite Normalized REE and primitive mantle normalized diagrams for the felsic rocks



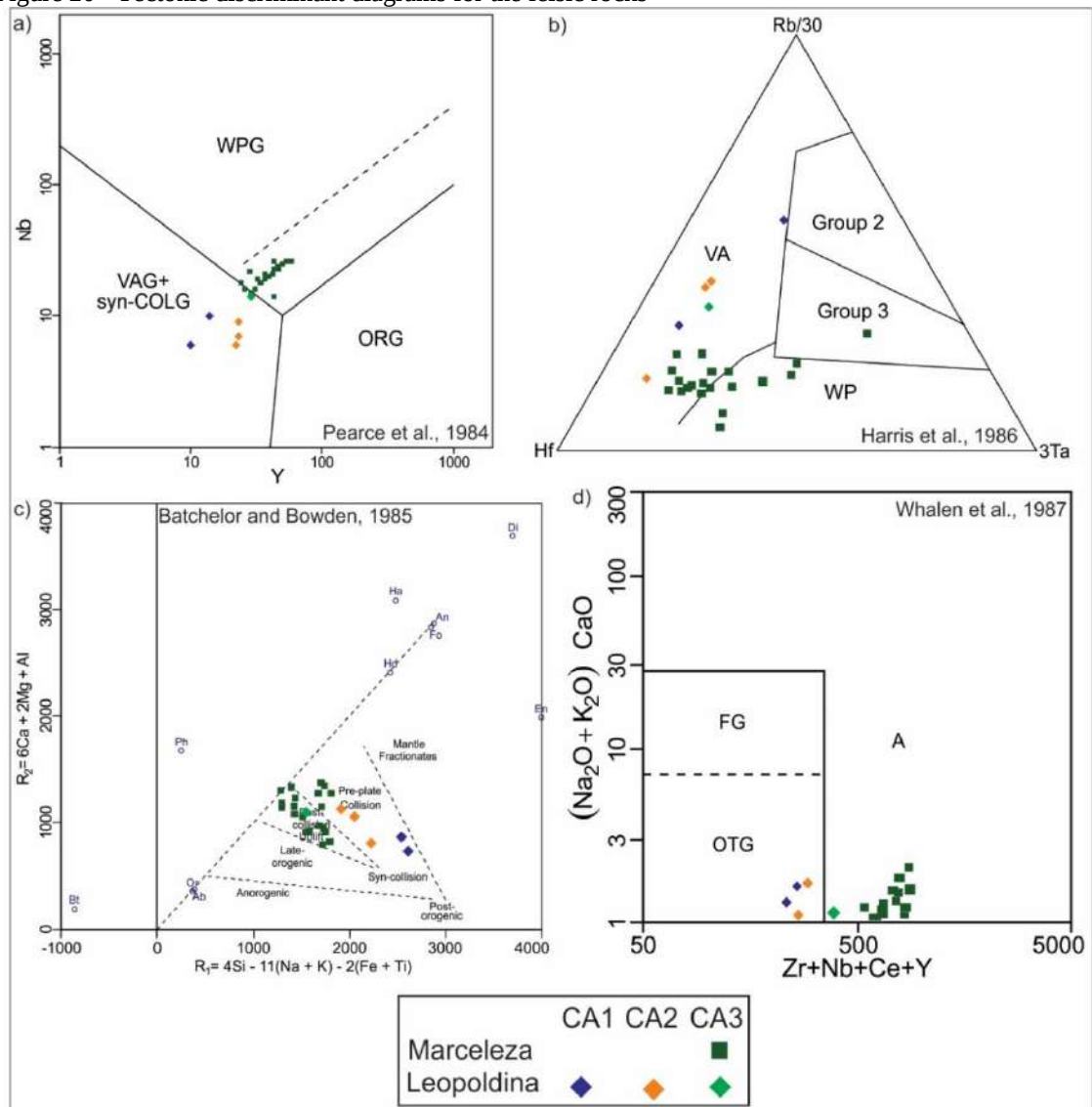
Legend: Blue diamonds - CA1 group; Orange diamonds - CA2 group; Green squares and diamonds - CA3 group. Diagrams on the left are from Marceliza stock and diagrams on the right are from Leopoldina stock.

Source: BOYNTON, 1984 and MCDONOUGH & SUN, 1995.

The CA1 group samples are characterized by higher contents of SiO_2 (~ 67%) and plot in the granodiorite field of the TAS diagram (Fig. 15a). This group defines a slightly peraluminous ($\text{ACNK} \sim 1.1$) (Fig. 15e) medium-K calc-alkaline series (Fig. 15d), with magnesian affinity (Fig. 15f). The group is characterized by higher Rb, lower Ba+Sr and low Y values in comparison to CA2 and CA3.

The CA2 group is characterized by lower SiO_2 contents, ranging between 58.64% and 62.1%, therefore they plot in the diorite field of the TAS diagram (Fig. 15a). They are characterized as a metaluminous to slightly peraluminous (Fig. 15e), magnesian (Fig. 15f) and medium-K calc-alkaline suite (Fig. 15d).

Figure 20 - Tectonic discriminant diagrams for the felsic rocks



Legend: a) diagrams of Nb x Y (PEARCE et al., 1984). Fields indicate syn-COLG (syn-collisional), WPG (within-plate granites), VAG (volcanic arc-related granites) and ORG (ocean-ridge granites); b) diagrams of Rb/30-Hf-Ta*3 (HARRIS et al., 1986). Fields indicate VA, volcanic arc and WP, within-plate; c) diagrams of R1 - R2 (BATCHELOR & BOWDEN, 1985); d) A-type discriminant diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} \times \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ of WHALEN et al. (1987). Symbols of the felsic rocks geochemical groups are displayed within the figure.

Source: The author, 2020.

The most abundant rocks in the Marcelleza stock and subordinated in the Leopoldina stock is the CA3. The suite has intermediate compositions (Fig. 15a), with SiO_2 contents between 52.2% and 62%.

In the SiO_2 vs. K_2O (PECCERILLO & TAYLOR, 1976) diagram (Fig. 15d), they define a high-K calc-alkaline to shoshonitic series. All samples of this group plot in the metaluminous (Fig. 15e) and in the limit between ferroan and magnesian fields (Fig. 15f). They present higher contents of Ba, Sr, and Zr.

Chondrite-normalized REE plots, combined with the Primitive Mantle-normalized multi-element diagrams (Fig. 19), shows slight differences between the three calc-alkaline compositional groups.

All the groups show LREE enrichment with pronounced negative Eu anomaly. CA1 group rocks are relatively more depleted in HREE, with LaN/YbN ratios ~ 45 , positive Th and Pb anomalies, and Ti and Nb negative anomalies. CA2 group rocks are more enriched in HREE when compared to the CA1 group, with LaN/YbN ratios ~ 12 , negative Ti, P and Nb anomalies and positive Ba and Pb anomalies. CA3 group rocks are the most enriched in HREE, with LaN/YbN ratios ~ 10 , and more prominent negative Eu anomaly.

In the tectonic setting discriminant diagrams, CA1 and CA2 group samples plot within fields related to magmatic arc environments while the CA3 group ones display a transitional character between arc and intraplate tectonic settings (Figs. 20a and 20b).

Samples from CA2 plot in the pre-plate collision, CA1 in the pre-plate to syn-collision and CA3 in the post-collision fields on the R1-R2 diagram (Fig. 20c). CA3 group samples show a differentiation trend towards the A-type granitoid rocks, according to Whalen et al. (1987), evidenced by high Zr+Ce+Nb+Y contents (~ 500 ppm) (Fig. 20d).

4.6.1.3 U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes

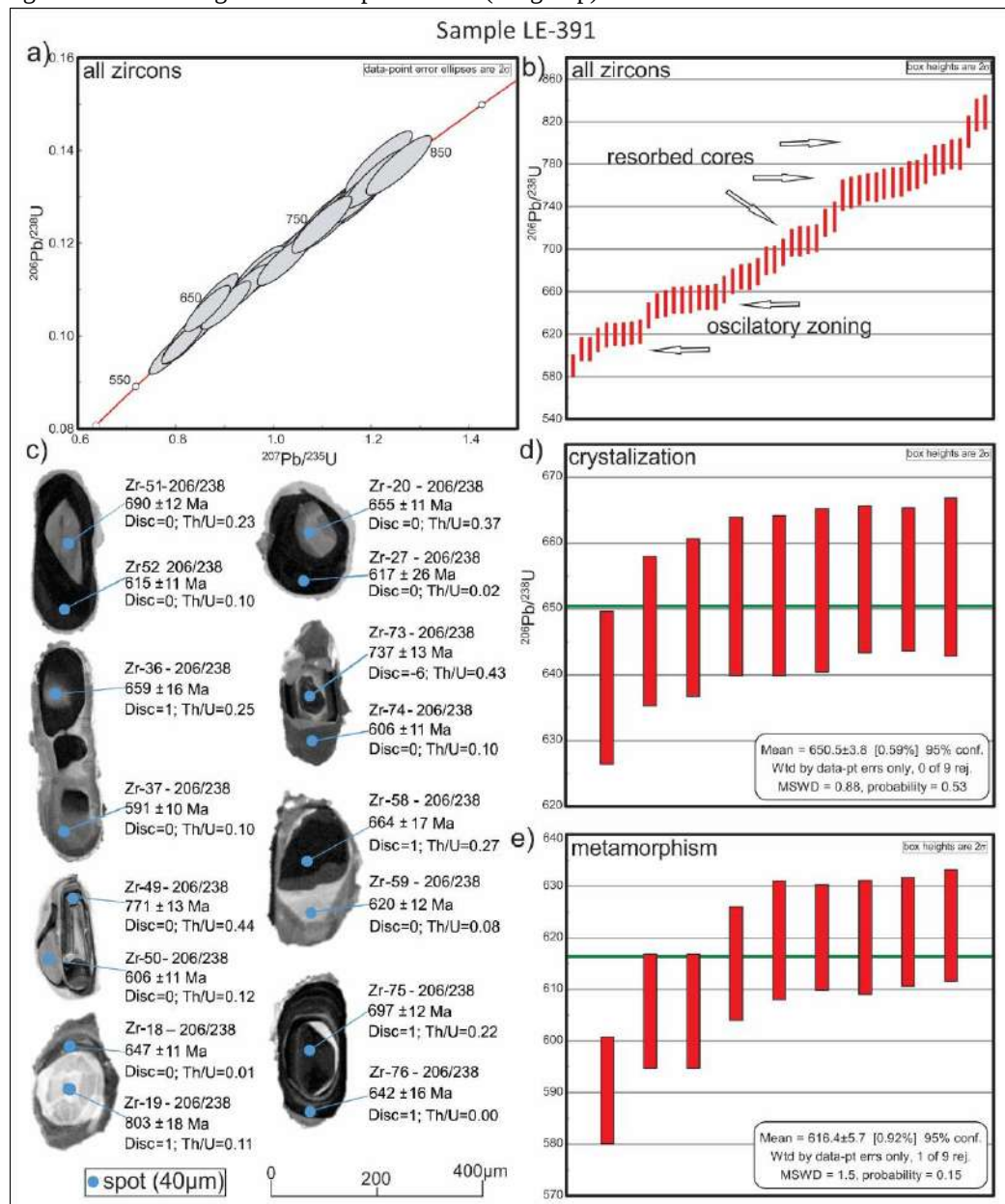
Zircon grains from the studied samples comprise a heterogeneous population of light pink to brown color, with dimensions varying from 100 to 1.000 μm . Inclusions (both opaque and transparent minerals) are present in zircon grains of all samples, most frequently nearby the borders of the grains. Euhedral to subhedral prismatic crystals are most common, with few anhedral, rounded grains. Aspect ratios vary from 1:1 (sub-equant) to most commonly 2:1, 3:2, 4:1 and 5:1.

In cathodoluminescence (CL) and secondary electrons (SE) images, different textural domains were identified, suggesting igneous and high-grade metamorphic textures. Some grains show cores with conspicuous magmatic oscillatory zoning, partially replaced by irregular embayments and rims, consistent with re-homogenization under high temperature metamorphic conditions.

4.6.1.4 Leopoldina stock

Sample LE-391 (Figs. 13 and 21) represents a basic tholeiitic meta-gabbro of the B3 geochemical group. Results are complex and distributed along the concordia line. Because of this complexity we preferred to use average men $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages than calculated concordia ages.

Figure 21 - U-Pb diagrams for sample LE-391 (B3 group)



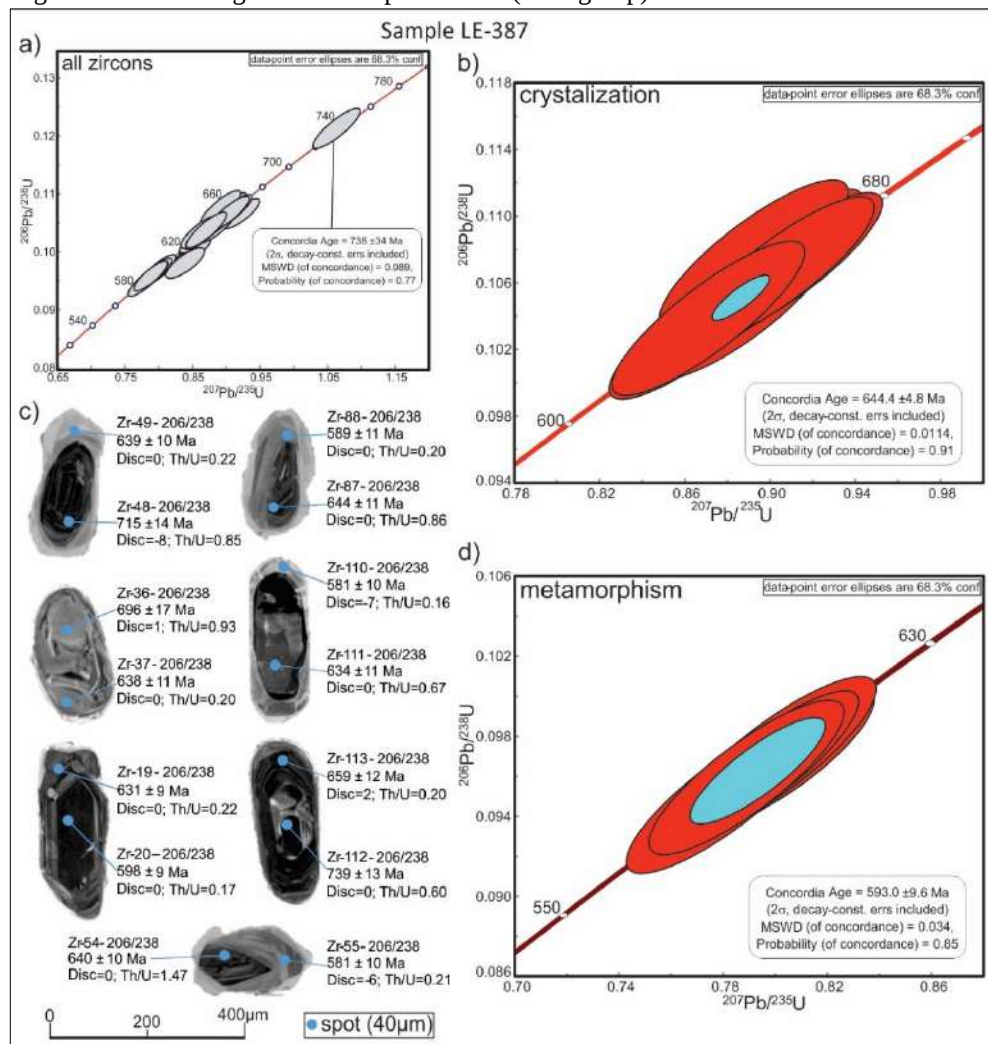
Legend: a) Concordia diagram with all zircons; b) Plot of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios of all zircons; c) Examples of zircon textures and analytical spots; d) Average mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of the interpreted crystallization age; e) Average mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of the interpreted metamorphic overprint.

Source: The author, 2020.

The plot of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios of all the analyzed zircons yielded two plateaus (Fig. 21), that together with the interpreted zircon textures resulted on the following tentative interpretation: a) a group of analyses of zircon cores and rims, with well-defined oscillatory zoning and high Th/U ratios (> 0.1), yielded an average mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 650 ± 3.8 Ma, interpreted as the crystallization age of the Leopoldina body: b) Few darker cores with clear resorbed textures were regarded as inherited grains, with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates varying from 829 ± 16 Ma to 662 ± 12 Ma: c) finally another group of analyses taken from rims and grains displaying complex resorption textures, with predominantly low Th/U ratios (< 0.1), yielded average mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 616 ± 5.7 Ma, interpreted as related to metamorphic overprint.

Sample LE-387 is a foliated monzonitic granulite (Figs. 13 and 22), representative of the CA2 compositional group.

Figure 22 - U-Pb diagrams for sample LE-387 (CA2 group)



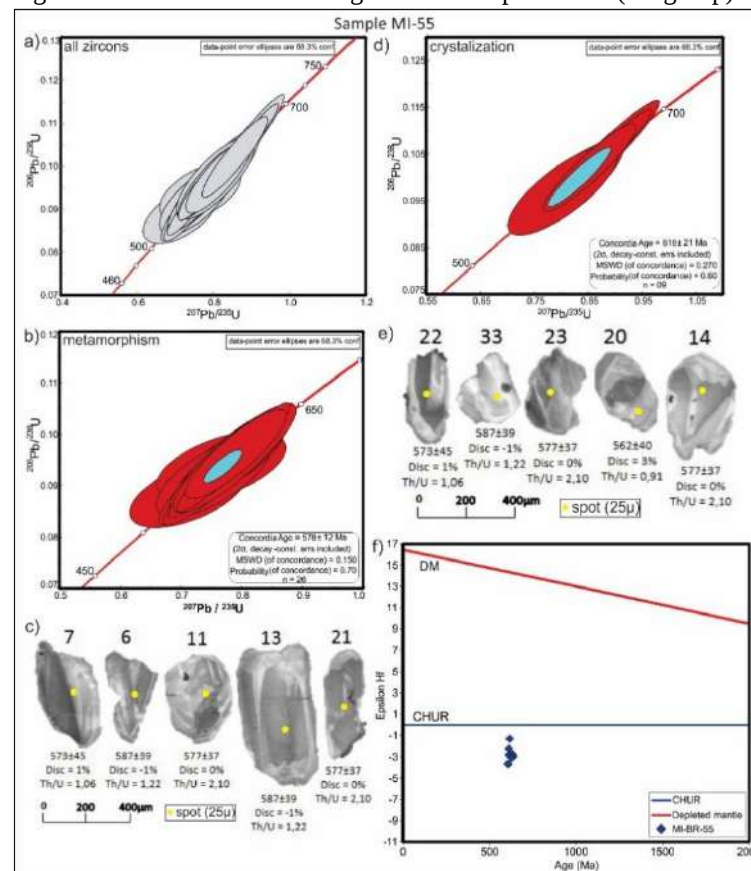
Source: The author, 2020.

The results are also complex, with interpreted crystallization age of 644.4 ± 4.8 Ma defined by concordant zircon cores with oscillatory zoning, and metamorphic overprint at 593.0 ± 9.6 Ma, obtained from borders and regions with resorption textures. Zircon overgrowths are interpreted as syn-metamorphic or magmatic, with Th/U ratios lower than those of cores (Table 3). This sample also rendered a concordant age of 736 ± 34 Ma, interpreted as inheritance from older magmatic rocks assimilated by the monzonitic magma.

4.6.1.5 Marceleza Stock

Sample MI-55 is a very homogeneous slightly foliated meta-quartz-diorite belonging to the B1 group (Figs. 13 and 23).

Figure 23 - U-Pb and Lu-Hf diagrams for sample MI-55 (B1 group)



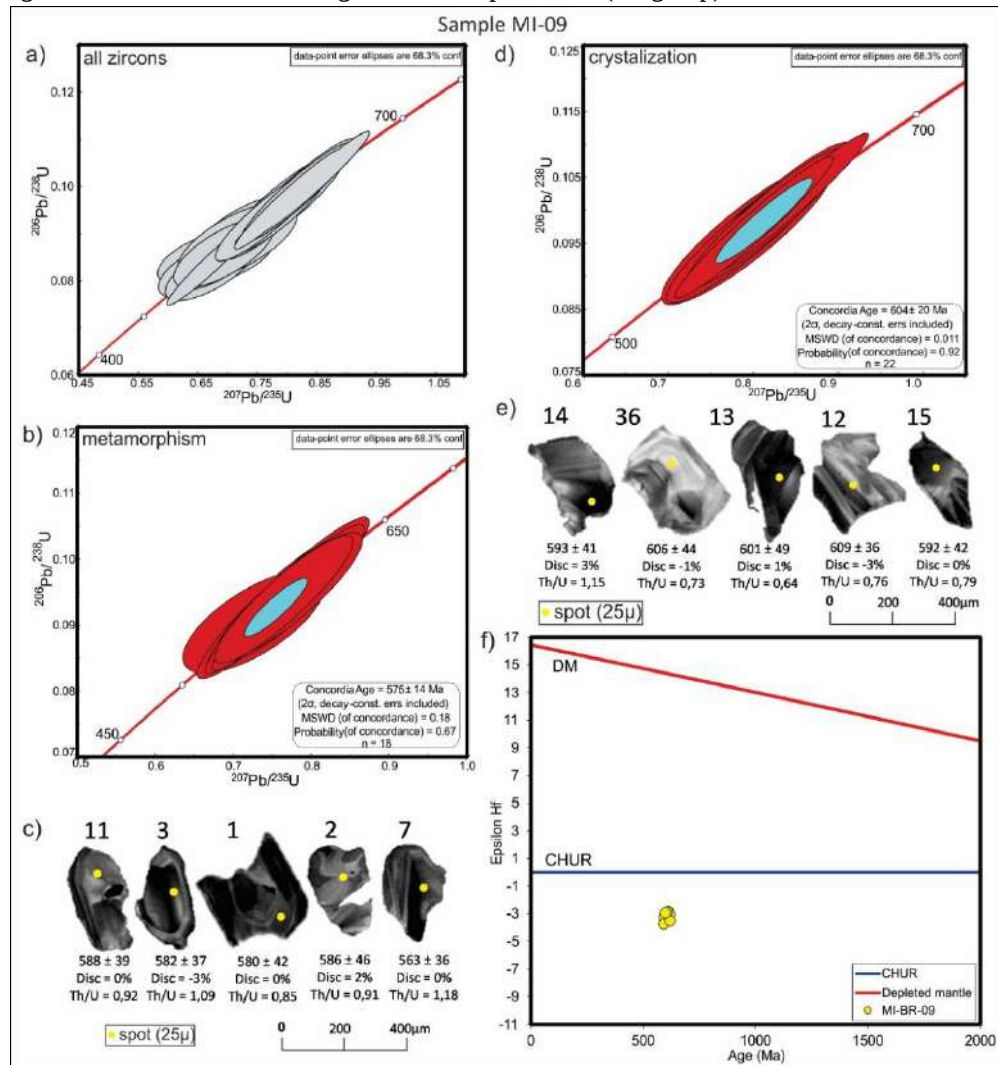
Legend: a) Concordia diagram with all zircons; b) Calculated concordant metamorphism age; c) Zircon textures and analytical spots of metamorphism age; d) Calculated concordant crystallization age; e) Zircon textures and analytical spots for crystallization-age zircons; f) Lu-Hf isotope evolution diagram.

Source: The author, 2020.

As expected from the high-grade metamorphic overprint, the analytical ellipses scatter along the concordia line, suggesting continuous lead loss during granulite facies metamorphism. The concordia age of 618 ± 21 Ma, interpreted as crystallization age, was calculated from nine analytical spots in grains that display relicts of oscillatory magmatic zoning. A younger age of 578 ± 12 Ma was obtained from 26 spots in grains with complex and diffuse internal patterns in CL images, interpreted as the granulite facies metamorphic overprint (Fig. 23), Lu-Hf isotopic data from the zircon grains interpreted as igneous yielded T_{DM} model ages between 1.45 and 1.33 Ga, with $\epsilon_{Hf}(t)$ between -1.31 and -3.70.

Sample MI-09 is a coarse-grained meta-gabbro also belonging to B1 group (Figs. 13 and 24).

Figure 24 - U-Pb and Lu-Hf diagrams for sample MI-09 (B1 group)



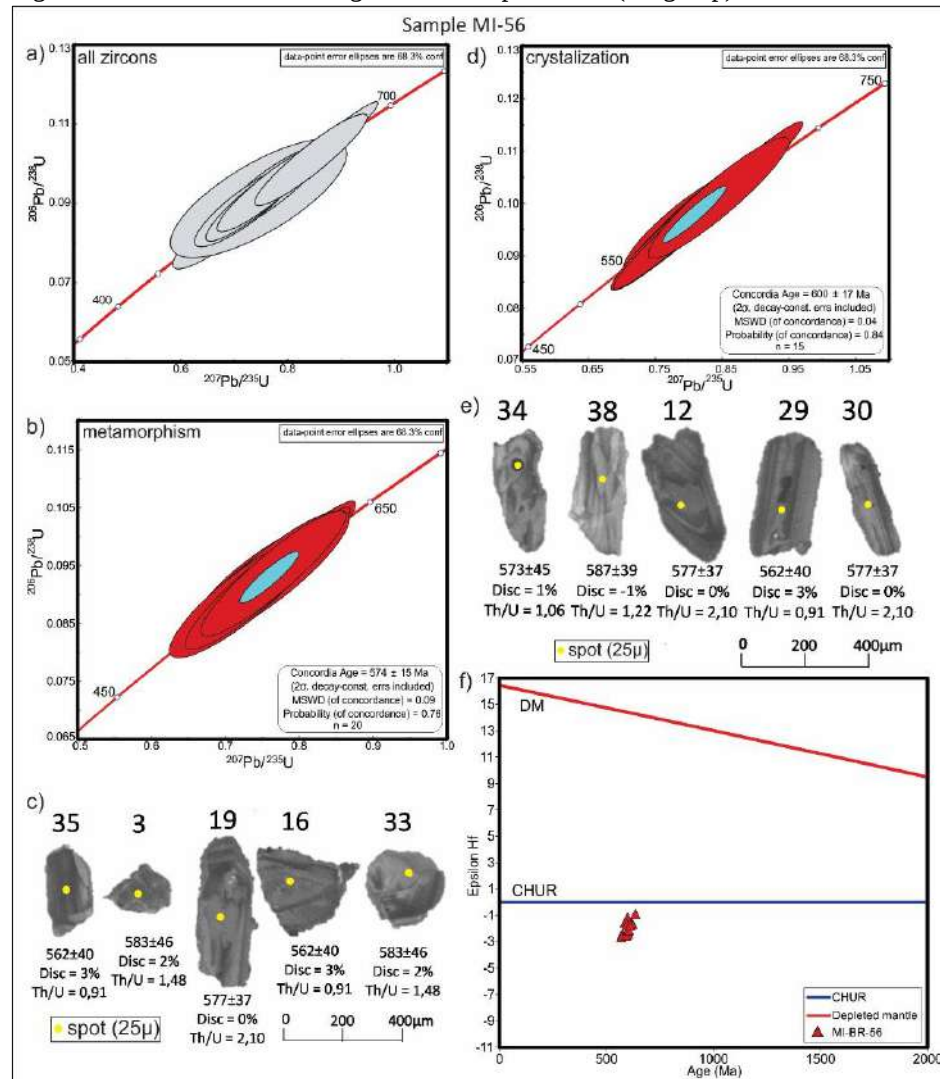
Legend: a) Concordia diagram with all zircons; b) Calculated concordant metamorphism age; c) Zircon textures and analytical spots; d) Calculated concordant crystallization age; e) Zircon textures and analytical spots of crystallization age; f) Lu-Hf isotope evolution diagram.

Source: The author, 2020.

A subtle foliation and centimeter-thick discrete leucosome veins are observable in the outcrop. The isotopic data obtained from 38 spots, from ten grains of remnants of oscillatory zoning, yields a crystallization age of 604 ± 20 Ma, using the same systematic as for sample MI-55. The other 18 spots, obtained in grains with complex metamorphic textures (corrosion and embayment textures), yielded a concordant age of 575 ± 14 Ma, interpreted as the age of metamorphic overprint (Fig. 24). Lu-Hf data from the interpreted igneous grains yielded T_{DM} model ages between ca. 1.45 and 1.40 Ga, with negatives $\epsilon_{Hf}(t)$ values between -2.86 and -3.75 (Fig. 24).

The 38 measurement spots from the meta-monzodiorite sample MI-56, belonging to the B2 compositional group (Figs. 13 and 25), yielded similar results as sample MI-09 above.

Figure 25 - U-Pb and Lu-Hf diagrams for sample MI-56 (B2 group)



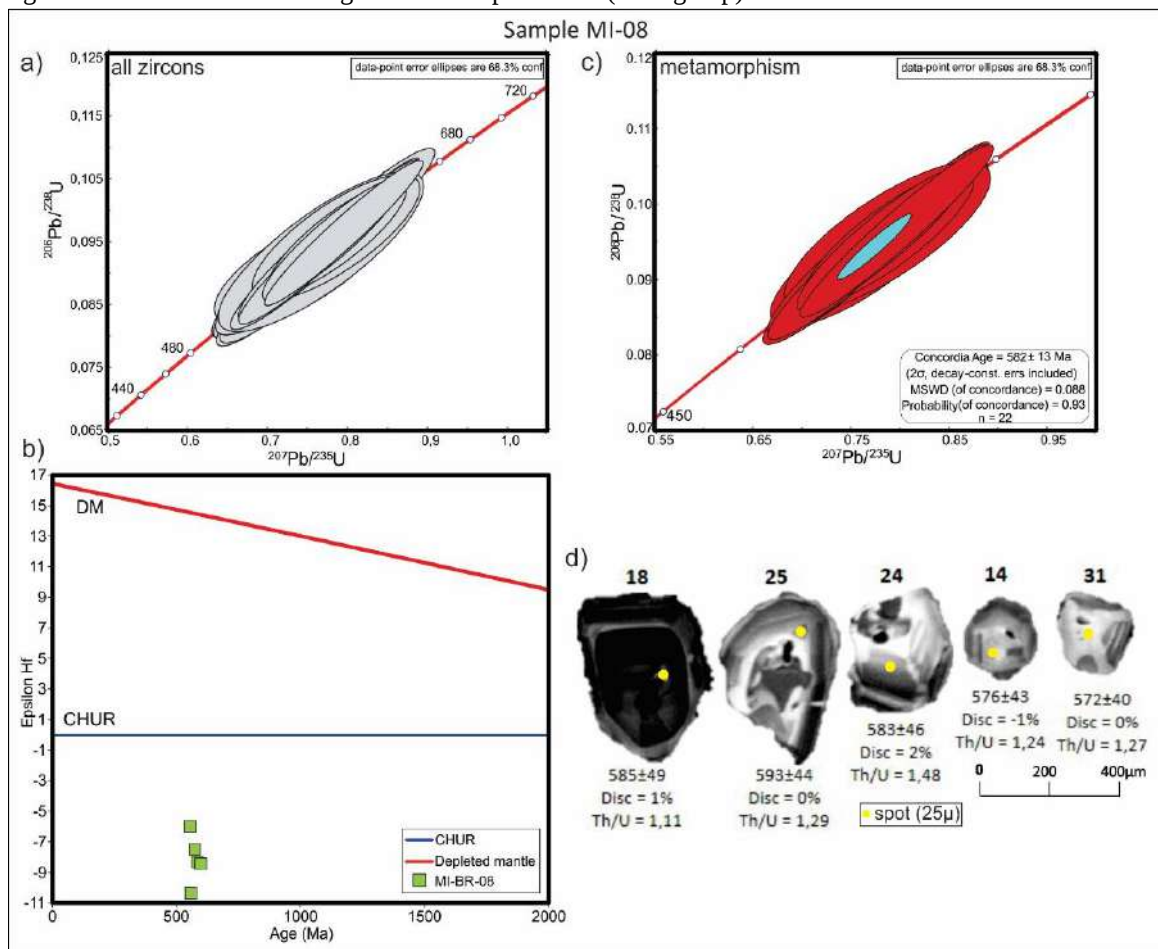
Source: The author, 2020.

The oldest cluster of 15 spots, with vestiges of oscillatory zoning, rendered an age of 600 ± 17 Ma, interpreted as the minimum age for the crystallization. The younger cluster of 20 spots from grains with complex zoning (irregular tips and embayment textures) yielded a concordia age of 574 ± 15 Ma, regarded as related to the metamorphic overprint group (Fig. 25).

Similarly, the Lu-Hf data from the interpreted igneous grains yielded T_{DM} model ages between ca. 1.30 and 1.40 Ga, with $\epsilon_{Hf}(t)$ values between -0.90 and -3.05 (Fig. 25).

Sample MI-08, a meta-diorite from CA3 compositional group (Figs. 13 and 26), yielded a concordia age of 582 ± 13 Ma integrating ages of the 22 youngest spots from 37 analyses. In CL images textures are even more complex, suggesting high temperature resorption group (Fig. 26). Lu-Hf data of the grains interpreted as metamorphic yielded older T_{DM} model ages between 1.52 and 1.73 Ga and relatively more negatives $\epsilon_{Hf}(t)$ values, between -5.27 and -10.37 (Fig. 26).

Figure 26 - U-Pb and Lu-Hf diagrams for sample MI-08 (CA3 group)



Legend: a) Concordia diagram with all zircons; b) Lu-Hf isotope evolution diagram; c) Calculated concordant metamorphism age; d) Zircon textures and analytical spots of metamorphism age.

Source: The author, 2020.

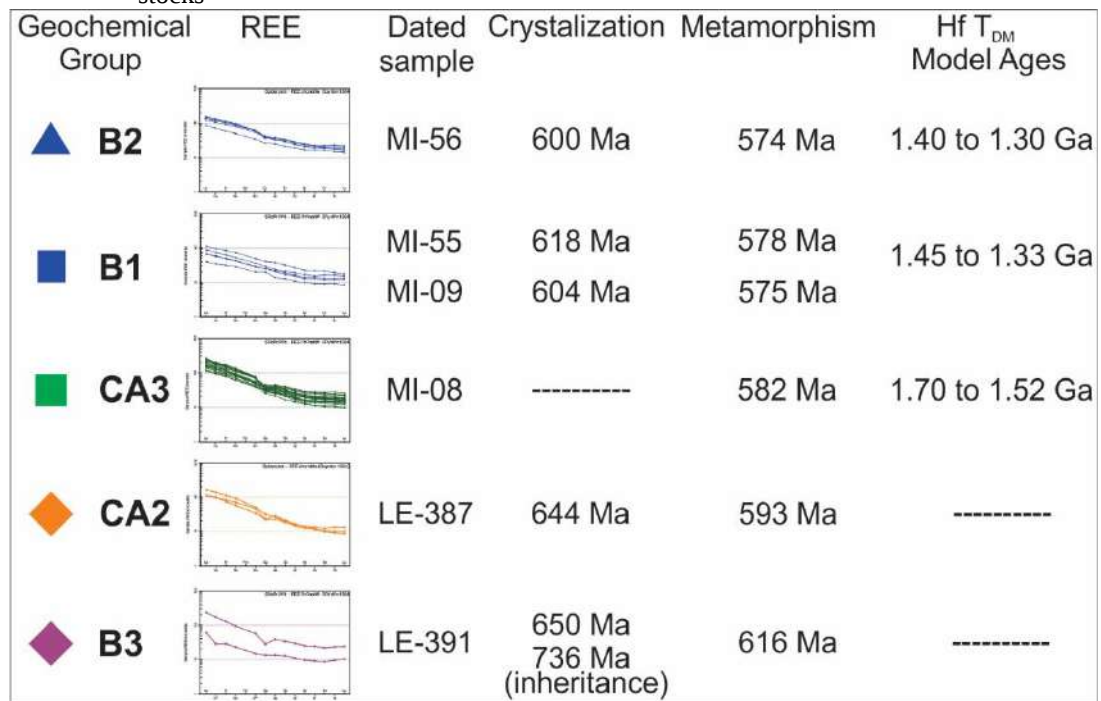
4.7 Discussion

4.7.1 The pre-collision Leopoldina and Marcela stocks within the northern extension of Paraíba do Sul-Embú Terrane

The new data indicates that the studied magmatic stocks crop out at intrusive bodies within the units of the Paraíba do Sul-Embú Terrane. It is important to stress that they represent the first report of pre-collision magmatic rocks within the northern segment of this terrane at the Rio de Janeiro and SE Minas Gerais states. This discovery is very important for future investigations of the continuity of these arc related rocks with similar ones in the southern segment of the Ribeira Belt, such as the pre-collisional rocks of the Embú and Socorro Terranes (JANASI et al 2016).

The studied stocks include a great variety of magmatic rocks (Fig. 27), including three calc-alkaline groups and three tholeiitic to transitional basic rocks, as expected for continental magmatic arcs (ALASINO et al., 2016).

Figure 27 – Geochemical and geochronological synthesis of the new data for the Marcela-Leopoldina stocks



Source: The author, 2020.

Intermediate to acidic rocks defines a high Ba-Sr magmatism with signatures that point out to pre-collision to collision settings. The CA1 and CA2 groups have typical compositions of modern cordilleran magmatic arcs.

One basic tholeiitic group, the B3 group, display signatures compatible with IAT, with ages of ca. 650 Ma, compatible with the arc evolution, similar with the age obtained age of ca. 644 of the CA2 calc-alkaline group. Both groups present with inherited Tonian zircons suggest a protracted evolution for the magmatic arc. Slightly negative $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values and Mesoproterozoic mixed T_{DM} model ages corroborate with some juvenile contribution in a cordilleran setting.

On the other hand, the more enriched LILE and LREE contents of the CA3 group suggest that they could be derived from the previous ones, representing the late evolutionary stage of the arc. The obtained younger age of ca. 582 Ma for the CA3 group is compatible with this scenario.

The three calc-alkaline groups are also high Ba-Sr types, according to parameters defined by Tarney and Jones (1994) and by Fowley et al. (2008). Because of age interval, geochemical signature, deformation and metamorphic overprint (including re-melting and resorption), and of the intimate relationship with the high-grade metasedimentary country rocks, we propose that roll back of the oceanic subducting plate took place during magma generation. This process resulted in extension of the fore-arc region inducing melting of the SCLM and thus explaining the enriched signature of the basic rocks.

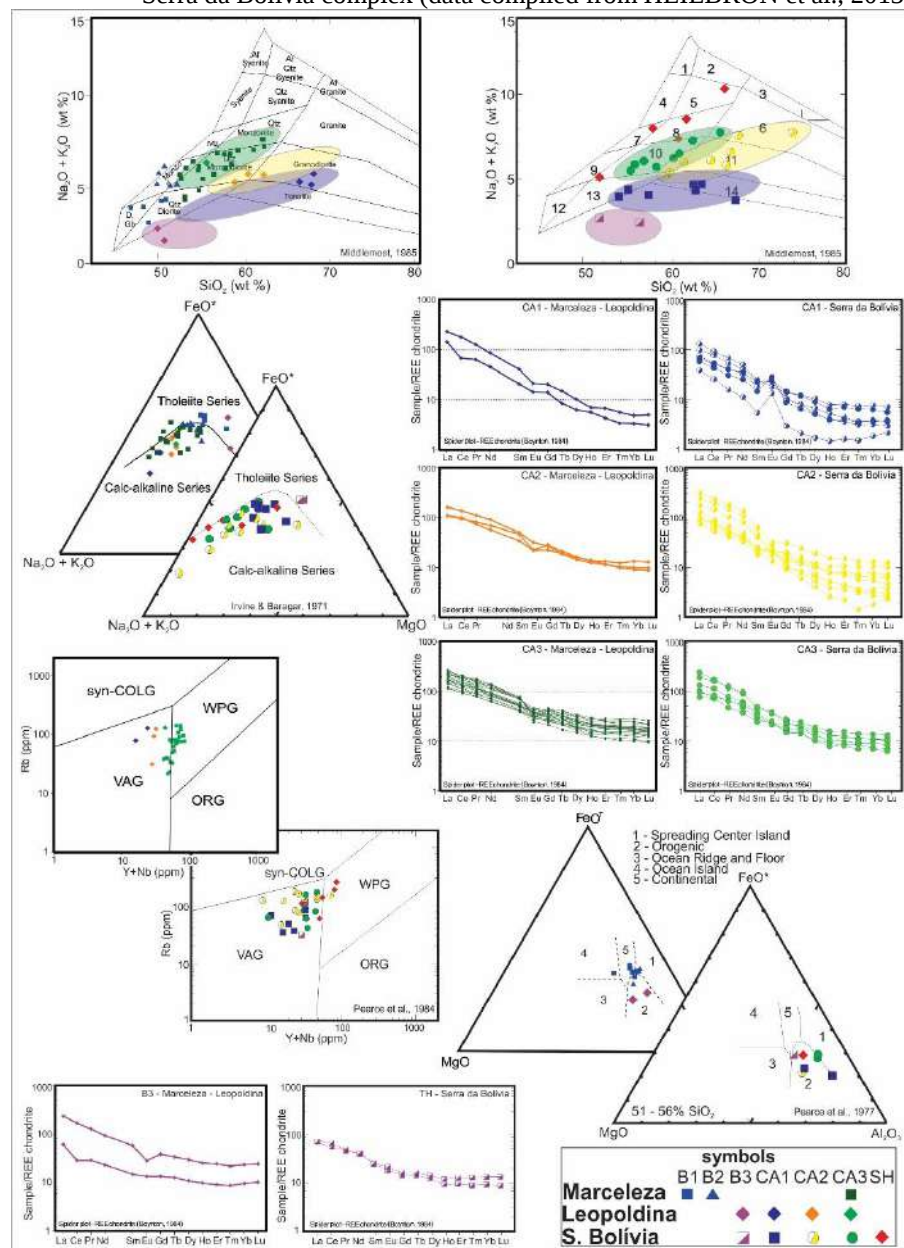
During the onset of collision, subduction of the São Francisco passive margin and possibly of the metasedimentary rocks of the accretionary prism and the fore-arc basin may also have contributed to the Sr and Ba influx into the asthenosphere mantle wedge. The occurrence of carbonate-rich metasediments in the fore-arc related basins (Paraíba do Sul and Bom Jesus do Itabapoana groups, HEILBRON et al., 2017) corroborate this hypothesis.

Ages between ca. 616 and 574 Ma fall in the main metamorphic episode described for the Ribeira Belt (MACHADO et al., 1996; HEILBRON & MACHADO, 2003; HEILBRON et al., 2010, 2013) and resulted on the granulite facies metamorphic assemblages described. The metamorphic assemblage with orthopyroxene $\pm$ garnet in the felsic terms and clinopyroxene + quartz + garnet in the basic rocks, corroborate the granulite facies conditions for crystallization. This mineral assemblage is like the orthopyroxene-bearing basal orthogneisses of the Quirino Complex described by Heilbron et al. (2003).

4.7.2 The Marceliza-Leopoldina stocks and Serra da Bolívia complex: an integrated tectonic model for the inner continental magmatic arc system of the Ribeira Orogen

The Serra da Bolívia complex crops out very close to the Marceliza-Leopoldina stocks. It consists of a complex continental magmatic arc unit (Fig. 28), intrusive in the Cambuci Domain, the lowermost tectonic unit of the Oriental Terrane (HEILBRON et al., 2013).

Figure 28 - Geochemical comparison between the Marceliza-Leopoldina stocks and the Serra da Bolívia complex (data compiled from HEILBRON et al., 2013)

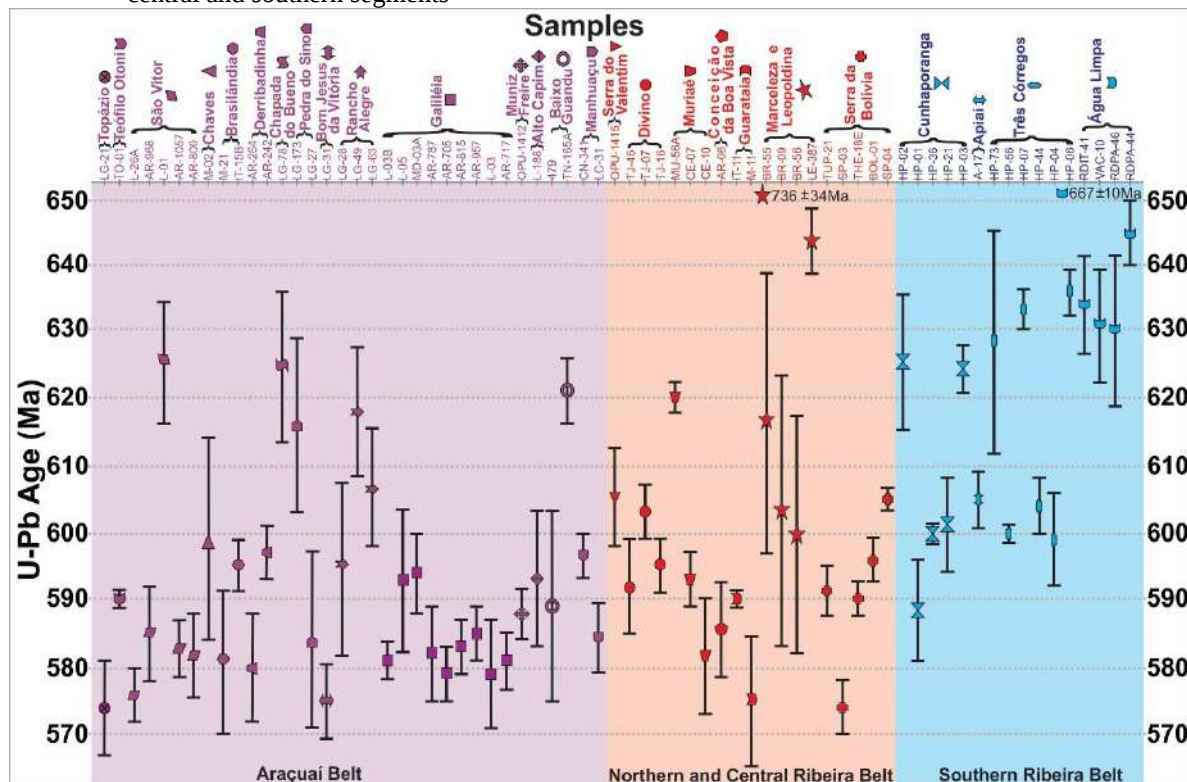


Legend: In the comparison diagrams on the left are from Marceliza stock and diagrams on the right are from Leopoldina stock

Source: The author, 2020 and HEILBRON et al., 2013.

The arc-related rocks intruded high-grade meta-pelites with dolomitic marble intercalations of the Bom Jesus do Itabapoana Group and associated orthogneisses (DUARTE et al., 2012; MARQUES, 2009). Based on the geochemical similarity (Figs. 28 and 29) and proximity of these two magmatic arc associations (Figs. 12 and 13), we propose that the Marcelzeza and Leopoldina stocks belong to the Serra da Bolívia complex, representing the southernmost extension of this continental arc within the Paraíba do Sul-Embú Terrane.

Figure 29 - U-Pb data of the magmatic arc related rocks of the Araçuaí and Ribeira Belts, divided in their northern-central and southern segments



Source: CORRALES, 2015; FIGUEIREDO, 2009; GONÇALVES, 2009; GONCALVES et al., 2014; GONCALVES et al., 2016; GRADIN et al., 2014; HACKSPACHER et al., 2000; HEILBRON et al., 2013; MARTINS et al., 2004; MONDOU et al., 2012; NALINI Jr. et al., 1997; NALINI Jr. et al., 2000; NOCE et al., 2000; NOVO, 2009; NOVO et al., 2010; NOVO, 2013; PEDROSA-SOARES et al., 2011; PAES, 1999; PETITGIRARD et al., 2009; PRAZERES-FILHO et al., 2003; SILVA et al., 2002; TEDESCHI, 2013; TEDESCHI et al., 2016; VINAGRE et al., 2014.

Published geochemical data (HEILBRON et al., 2013) indicates that the Serra da Bolívia complex is predominantly made up of magmatic arc protoliths, subdivided into three calc-alkaline groups (CA1, CA2 and CA3) of progressive K₂O enrichment, besides a shoshonitic group with more evolved characteristics, and few basic tholeiitic samples (Fig. 28).

Diagrams of Fig. 28 show a geochemical comparison between the Marcelzeza and Leopoldina stocks with the Serra da Bolívia complex rocks.

It is interesting to note that rocks from the Marceliza stock have lower SiO₂ contents, suggesting that the geochemical groups of the Serra da Bolívia complex could represent more differentiated varieties from the same magmatic series.

The CA3 group from the Marceliza stock is very similar to rocks from the CA3 group of the Serra da Bolívia complex, with monzodiorites and monzonites, enriched in LILE and with high Ba and Sr contents, both pointing to continental arc settings. For the tholeiitic rocks, only two samples from the Serra da Bolívia complex are available for comparison but are like those of the B3 tholeiitic group from the Leopoldina stock with IAT or CAB tectonic signatures (Fig. 28).

Quadro 3 - Comparative Sm-Nd and Lu-Hf data for the continental magmatic arc rocks of the Araçuaí and Ribeira Belts

Pluton	Rocks	T _{DM} Nd model ages	εNd(t)	T _{DM} Hf model ages	εHf(t)	References
Topázio	granodiorite	1.54 Ga	-7.31	1.58 to 1.56 Ga	-5.20 to -6.50	1
Teófilo Otoni	granite, granodiorite	1.59 to 1.39 Ga	-5.62 to -6.09	-	-	2
São Vitor	tonalite, granodiorite	1.96 to 1.46 Ga	-6.24 to -8.51	-	-	3
Chaves	enderbite, gabbro, syenodiorite	1.69 to 1.48 Ga	-4.83 to -6.92	1.75 to 1.47 Ga	-4.31 to -9.66	4
Brasilândia	tonalite, granodiorite, gabbro	1.96 to 1.63 Ga	-8.08 to -10.36	2.00 to 1.90 Ga	-12.30 to -14.89	5
Pedra do Sino	monzogranite, tonalite, granodiorite	1.36 Ga	-5.70	1.77 to 1.51 Ga	-5.50 to -10.20	6
Bom Jesus da vitoria	monzogranite, tonalite, enderbite, granodiorite	1.55 Ga	-6.70	1.73 to 1.56 Ga	-6.10 to -9.30	7
Rancho Alegre	monzogranite, tonalite, granodiorite	1.68 to 1.59 Ga	-6.50 to -7.80	1.87 to 1.53 Ga	-5.40 to -11.70	8
Galiléia	granodiorite, tonalite, diorite	1.87 to 1.51 Ga	-6.55 to -13.29	-	-	9
Alto Capim	monzogranite	1.54 Ga	-8.25	-	-	10
Divino	charnockite	2.09 to 1.96 Ga	-10.02 to -10.06	-	-	11
Muriaé	granite, granodiorite, gneisses	1.97 to 1.44 Ga	-8.23 to -13.59	-	-	12
Guarataia	granite, granodiorite	2.19 to 1.74 Ga	-12.52 to -12.97	2.57 to 1.92 Ga	-12.91 to -25.02	13
Marceliza Leopoldina	gabbro, monzodiorite, quartzdiorite	-	-	1.73 to 1.30 Ga	-0.90 to -10.37	14
Serra da Bolívia	gabbro, monzodiorite, quartzdiorite, tonalite, granodiorite, granite, monzogranite, quartzmonzonite, quartzsyenite	2.58 to 1.38 Ga	-5.50 to -11.10	-	-	15
Cunhaporanga	granodiorite, monzogranite,	2.18 to 1.75 Ga	-11.19 to -13.63	-	-	16
Três Córregos	monzonite, syenogranite, monzogranite, granodiorite	2.47 to 2.19 Ga	-17.61 to -19.23	-	-	17
Apiá	granite	2.36 Ga	-18.45	-	-	18

Source: 1- GONCALVES et al., 2016; 2- MARTINS et al., 2004; 3- NOCE et al., 2000; MARTINS et al., 2004; GONÇALVES, 2009; MOUNDOU et al., 2012; GONCALVES et al., 2014; GONCALVES et al., 2016; 4- TEDESCHI, 2013 e TEDESCHI et al., 2016; 5- NOCE et al., 2000; MARTINS et al., 2004; TEDESCHI, 2013; TEDESCHI et al., 2016; 6- GONÇALVES et al., 2016; 7- GONÇALVES et al., 2016; 8- GONÇALVES et al., 2016; 9- NALINI Jr. et al., 1997; NALINI Jr. et al., 2000; GONÇALVES, 2009; MONDOU et al., 2012; GONCALVES et al., 2014; 10- GONÇALVES, 2009; 11- NOVO, 2009 e NOVO et al., 2010; 12- FIGUEIREDO, 2009 e TEDESCHI et al., 2016; 13- NOCE et al., 2000; MARTINS et al., 2004; TEDESCHI, 2013; TEDESCHI et al., 2016; 14- CORRALES, 2015; 15- HEILBRON et al., 2013; 16- PRAZERES FILHO et al., 2003; 17- PRAZERES FILHO et al., 2003; 18- HACKSPACHER et al., 2000.

U-Pb geochronology data published for the Serra da Bolívia complex is also very similar, with crystallization ages between 623 to 595 Ma (Fig. 29), and a late syenitic body of ca. 570 Ma, compared with the ca. 618 to 600 Ma interval for the B1 and B2 basic rocks, plus the ca 582 Ma monzonitic granitoid obtained in this work (Fig. 27).

Nd and Sr isotope signatures for the Serra da Bolívia rocks show similar results to the new Hf isotope data from this work, resulting in mixed Mesoproterozoic model ages with respectively negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ and $\epsilon\text{Nd}(t)$ values, compatible with the evolution of mature continental magmatic arcs.

Nevertheless, is noteworthy, that the two U-Pb ages obtained for the Leopoldina stock (groups CA2 and B3, between ca. 650 and 644 Ma) are slightly older than the ages reported for the Serra da Bolívia complex, and include Tonian inherited zircons (Figs. 27 and 29), suggesting that inner continental magmatic arc could have started its evolution earlier in southern direction.

4.7.3 Marceleza-Leopoldina-Serra da Bolívia arc system as the southern continuation of the Rio Doce Arc (G1 Supersuite): a pre-collisional connection between Ribeira and Araçuaí Orogens

Several authors have stressed the correlation between Araçuaí and Ribeira Orogens, as a single orogenic system, with characteristics that change from north to south due to the tectonic constraints, such as the age of subducted oceanic plate, relative velocity of convergence and width of the oceanic plate itself (PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2008, 2011; HEILBRON et al., 2004, 2010, 2013, 2017; ALKMIM et al., 2006; TUPINAMBÁ et al., 2007; GONÇALVES et al., 2014, 2018; CORRALES, 2015; TEDESCHI et al., 2016; DEGLER et al., 2017; ALKMIM et al., 2017; NARDUZZI, 2018).

Differences may have arisen also from intervening tectonic blocks involved in the Neoproterozoic subduction of the Adamastor Ocean, which should have been wider to southwest. Both the presence of Paleoproterozoic basement and the continental isotopic characteristics of the magmatic arc rocks are key pieces in this correlation, as suggested by the above-mentioned authors. The following similarities between the Serra da Bolívia-Marceleza-Leopoldina and the Rio Doce magmatic arcs can be pointed out:

- a) Magmatic arc rocks intruded high-grade metasedimentary rocks, respectively the Bom Jesus do Itabapoana/Paraíba do Sul and Rio Doce Groups, with Paleoproterozoic basement associations, respectively the Quirino and Pocrane Complexes;

- b) Both units display high Ba-Sr magmatic rocks that evolved from less contaminated and less silicic older suites, to high-K granitoid varieties;
- c) Protracted rock generation, from ca. 650 Ma until ca. 595 Ma for the most deformed rocks, until ca. 560 Ma for the less deformed ones (Fig. 29), interpreted as subduction to collision orogenic phases;
- d) The last stages of magmatic rock generation are coeval with the reported regional metamorphic overprint and main deformation;
- e) Lu-Hf and Sm-Nd isotopic data yield predominantly mixed Mesoproterozoic T_{DM} model ages and slightly to more negative $\varepsilon(t)$ values, which indicate various degrees of crustal contamination.

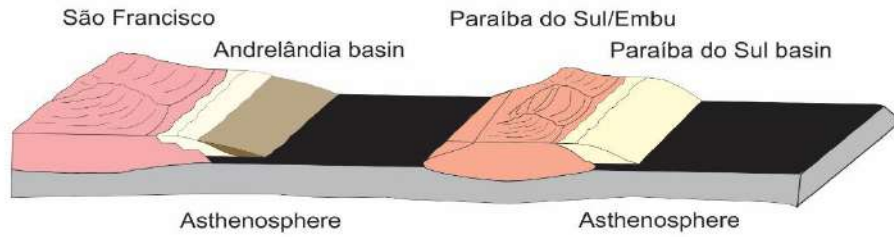
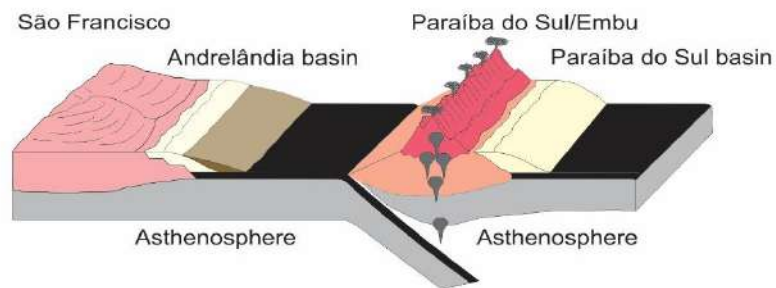
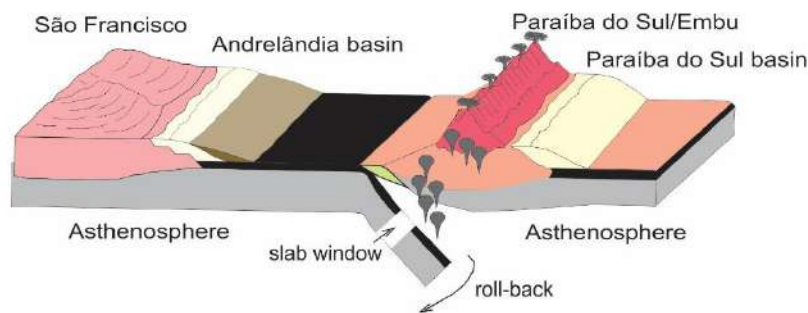
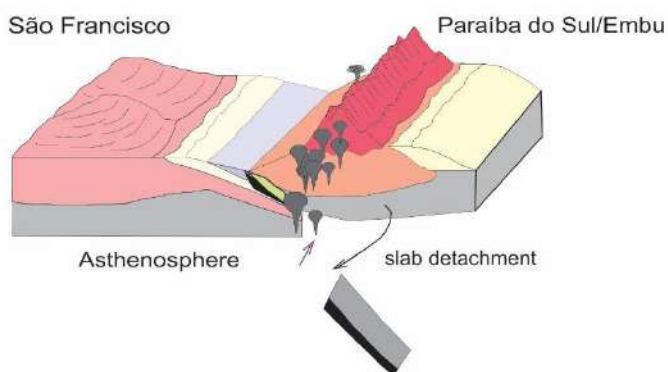
As stressed above, the age interval and geochemical characteristics of both magmatic arcs confirm their coeval ages and their long-lived generation of magmatic rocks, again encompassing the period of subduction with the development of high-pressure rocks in the lower plate. As also mentioned before, the high Sr-Ba signatures could have resulted from mixing of metasediment derived fluids at the base of the magmatic arc with primary mantle wedge derived magmas. The abundance of dolomitic marble lenses in the fore-arc metasedimentary from Bom Jesus do Itabapoana/Paraíba do Sul and Rio Doce Groups could be the cause of the higher contents of Sr and Ba detected in the last stages of the subduction related magmatic rocks.

4.7.4 Envisaged geodynamic evolutionary model

The combination of the data obtained both for the Marceleza and Leopoldina stocks with rocks of the Serra da Bolívia complex (HEILBRON et al., 2013), together with voluminous published data on the Rio Doce arc, as discussed above, allow the proposition of a new integrated tectonic model comprising four evolutionary stages (Fig. 30).

Stage 1 (740 to 640 Ma): oceanic plate subduction with the generation of the oldest magmatic arc related rocks, now represented by the inherited zircons of the calc-alkaline CA1, CA2 groups and by the tholeiitic IAT B3 group, possibly equivalent of the TH group of the Serra da Bolívia complex (Fig. 28) and coeval with few plutons detected at the Rio Doce Arc to the north (Fig 29);

Figure 30 - Envisaged tectonic model with four stages

a) older than ca 740: passive margin stage**b) ca (740)-650-620 Ma: onset of subduction, CA1 and CA2 arc-related and B3 basic rocks generation****c) ca 620-600: slab roll-back CA3 arc-related rocks and enriched B1 and B2 basic rocks generation****d) ca 600-565 Ma: onset of collision, slab detachment**

Legend: a) Pre-subduction stage; b) Initial stages of the subduction period with development of magmatic arc of the B3, CA1 and CA2 groups; c) Late stages of the subduction period, with roll-back and possibly opening of a slab widow that result on the generation of the more enriched magmas, including B1, B2 OIB-like, and possibly CA3 group, d) Collision episode and granulite facies metamorphic overprint.

Source: The author, 2020.

Stage 2 (640 to 620 Ma): roll-back of the subducting plate, resulting on an asthenosphere upwelling and melting of both the sub-continental lithospheric mantle and the base of the magmatic arc in the upper plate.

In this tectonic scenario, with rising temperatures, fluids originated from the subducted fore-arc sediments generated the high Ba-Sr CA1 to CA2 groups rocks. High-P and high-T parageneses developed at the same time, respectively in the lower and upper plate;

Stage 3 (620 to 595 Ma): the influx of asthenosphere related to the slab break-off, or a slab window before break-off, coeval with subduction of the fore-arc carbonate-rich metasedimentary rocks could have generated the B1 and B2 OIB tholeiitic groups. This stage marked the onset of the collision and the peak of calc-alkaline granitoid generation at the Rio Doce Arc;

Stage 4 (590 to 565 Ma): the syn-collisional period is marked by generation of granitoid and syenites in both Araçuaí and Ribeira Belts segments, possibly represented in the studied stocks by the younger CA3 group. Finally, the identification of basic rocks with (OIB) enriched geochemical signatures in magmatic arc settings have become more common in the literature, revealing the complexity of the magmatism with changing in tectonic condition in convergent margins (WINDLEY & XIAO, 2018).

Geodynamic phenomena such as slab roll back, changes of angle of subduction, subduction of different materials in the oceanic plate, as well changes in velocity of convergence, could play important roles in magmatic diversity along convergent margins (THORKEKELSON et al., 1989; THORKEKELSON, 1996; THORKEKELSON & BREITSPRECHER, 2005; SISSON et al., 2003; THANG et al., 2012; LI et al., 2015; ALASINO et al., 2016; IKEDA & GOTO, 2018; WINDLEY & XIAO, 2018).

The new data presented here can be used for comparisons with international examples that present “intraplate-type” basic magmatism in continental arc settings as resulted from slab roll back or slab window and asthenosphere input in the mantle wedge in supra-subduction zone domains.

Selected examples, among many others, can be found in the mafic rocks of the Ordovician Famatinian magmatic arc (ALASINO et al. 2016); in the southern Andes (COIRA et al., 2009), in the western Trans-Mexican volcanic Belt (FERRARI et al., 2001), in the Oligocene enriched basalts of Costa Rica (REGAN & GILL, 1989), in the Cretaceous continental arc and back-arc systems of northeast China (SUN et al., 2018), and in the Late Cretaceous-Early Paleogene fore-arc magmatism of eastern Hokaido island, Japan (IKEDA & GOTO, 2018).

4.8 Conclusions

The detailed geological mapping of the Marceleza and Leopoldina stocks shows these plutonic rocks as intrusive in the Paleoproterozoic orthogneisses of the Quirino Complex (Paraíba do Sul-Embú Terrane), both thrust onto the units of the Juiz de Fora Domain of the Occidental Terrane. This is the first description of coeval arc-related intermediate and within-plate basic rocks in the Paraíba do Sul-Embú Terrane.

Petrography and lithogeochemical data suggest that rocks from these plutons range in composition from basic to intermediate, including meta-gabbros, meta-diorites, meta-monzonites, enderbites and charno-enderbites. Mafic and felsic rocks occur intimately associated within the Marceleza stock.

The oldest rocks detected within these stocks are represented by the B3 tholeiitic group, with geochemical signature typical of convergent settings (IAT - CAB), with crystallization age of ca. 650 Ma and magmatic-metamorphic overgrowths of ca. 616 Ma. Tonian inherited grains suggest that subduction could be started even before.

The felsic to intermediate rocks define a high Ba-Sr calc-alkaline to alkali-calcic series with geochemical and isotopic signatures that are characteristic of magmatic arcs. The age of ca. 644 Ma obtained for the high Ba-Sr monzonitic CA1 group confirms the evolution of the continental magmatic arc with time, shifting the composition to more acidic rocks.

Mesoproterozoic T_{DM} Hf model ages and negative $\epsilon Hf(t)$ point out to continental crust contamination in continental settings. Metamorphic ages of ca. 593 and 582 Ma confirm that the high-temperature granulite facies metamorphic event was coeval with syn-collisional granitoids along this segment of the Ribeira Orogen. The other two groups of basic rocks (B1 and B2), detected only within the Marceleza stock, display enriched geochemical signatures suggestive of OIB-like sources, possibly coming from the sub-continental lithospheric mantle after a period of subduction after the slab roll-back.

Their crystallization ages yielded values between ca. 618 and 600 Ma and marks the transition to the high-grade metamorphic overprint between ca. 578 and 574 Ma. Lu-Hf data from igneous zircons yield T_{DM} model ages between 1.38 a 1.73 Ga and $\epsilon Hf(t)$ from -0.9 to -10.4 indicate variable degrees of crustal contamination. Finally, the Marceleza and Leopoldina stocks are comparable with the arc related rocks of the Serra da Bolívia and Rio Doce magmatic arc plutons, extending the occurrence of the inner cordilleran arc from the Araçuaí Belt in the north, to the central and possibly to the southernmost of segment of the Ribeira Belt.

Acknowledgements

The authors thank all the support of LET-TEKTOS research group from UERJ and from the researchers and technical staff from the Brasília and Ouro Preto geochronology laboratories, and from LGPA laboratory from UERJ, for the support during sample preparation and analytical routines.

Felipe Corrales, Henrique Bruno and Samuel Bersan were granted with PhD scholarships from CAPES. Monica Heilbron received funding from FAPERJ, CNPq and CPRM during the last 5 years.

The authors are grateful for comments and suggestions from Leonardo Gonçalves (UFOP), Camila Nogueira (UERJ) and Luiz Carlos Silva (CPRM) on a previous version of this manuscript and to Thais Monteiro (LET-TEKTOS - UERJ) for help in the production of the geological map. The authors very much appreciated the revisions of Mike Fowler and other anonymous reviewer that contribute profoundly with the final version of the manuscript.

This is a contribution to IGCP 648 project.

References

- ALASINO, P.H., CASQUET, C., PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W., DAHLQUIST, J.A., GALINDO, C., LARROVERE, M.A., RECIO, C., PATERSON, S. R., COLOMBO, F., BALDO, E.G. 2016. Mafic rocks of the Ordovician Famatinian magmatic arc (NW Argentina): New insights into the mantle contribution. *GSA Bulletin* 128 (7/8): 1105–1120.
- ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S.C.P., WHITTINGTON, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research* 149, 43-63.
- ALKMIM, F.F., KUCHENBECKER, M., REIS, H.L.S., PEDROSA-SOARES, A.C., 2017. The Aracuaí belt. In: HEILBRON, M., CORDANI, U.G., ALKMIM, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews. Switzerland, Cham: Springer International Publishing, pp. 255-276. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO-NEVES, B.B., FUCK, R.A., 1977. As Províncias Estruturais Brasileiras. In: *Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Campina Grande, Paraíba, Boletim Especial 6. SBG - Núcleo Nordeste 1, pp. 363-392.
- ALVES, A., JANASI, V.A., CAMPOS-NETO, M.C., HEAMAN, L., SIMONETTI, A., 2013. U-Pb Geochronology of the granite magmatism in the Embú Terrane: implications for the evolution of the Central Ribeira belt, SE Brazil. *Precambrian Research* 230, 1-12.
- BATCHELOR, R.A., BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multi-cationic Parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).

- BOYNTON, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, pp. 63-114. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- BRITO-NEVES, B.B., CAMPOS-NETO, M.C., FUCK, R.A., 1999. From Rodinia to western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes* 22 (3), 155-166.
- BÜHN B., PIMENTEL M.M., MATTEINI M., DANTAS E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (L-C-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81, 99-114.
- CAMPOS-NETO M.C., CABY R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints. *Tectonics* 19, 669-687. <https://doi.org/10.1029/1999TC900065>.
- COIRA, B., KIRSCHBAUM, A., HONGN, F., PÉREZ, B., MENEGATTI, N., 2009. Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. *Journal of South American Earth Sciences* 28 (4), 374-382.
- CORFU, F., HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., KINNY, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O. (Eds.), *Zircon Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1). Mineralogical Society of America, Washington, pp. 469-500.
- CORRALES, F.F.P., 2015. Geologia e Geocronologia do Complexo Marceleza: vestígios de um arco magmático cordilheirano no Terreno Paraíba do Sul, no limite entre os Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Master thesis. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 147.
- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*, fifth ed. George, Allen and Unwin Hyman Ltd., London, Uk, pp. 450. https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1_6.
- DEGLER, R., PEDROSA-SOARES, A.C., DUSSIN, I., QUEIROGA, G., SCHULZ, B., 2017. Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuaí-Ribeira orogenic system, Brazil: hints for Western Gondwana assembly. *Gondwana Research* 51, 30-50. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.004>.
- DUARTE, B.P., 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Itaperuna SF. 24-V-C-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000. Beatriz Paschoal Duarte et al., organizador Luiz Carlos da Silva. 1 ed. Belo Horizonte: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, v. 1. 138 pp.
- EBERT, H.D., CEMALE, F.Jr., BABINSKI, M., ARTUR, A.C., VAN SCHMUS, W.R., 1996. Tectonic setting and U-Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics* 15 (2), 688-699.
- FERRARI, L., FRANCALANCI L., PETRONE C.M., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology* 29 (6), 507-510.
- FIGUEIREDO, M.C.H., CAMPOS-NETO, M.C., 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 63-81.
- FIGUEIREDO, C.M.S., 2009. O arco magmático brasileiro na conexão entre os orógenos Araçuaí e Ribeira, região de Muriaé - MG. Master thesis. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil, pp. 103.
- FOWLER, M.B., KOCKS, H., DARBYSHIRE, D.P.F., GREENWOOD, P.B., 2008. Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos* 105, 129-148.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J., FROST, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033-2048.

- GONÇALVES, L.E.S., 2009. Características gerais e história deformacional da Suíte Granítica G1, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. Master thesis. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brazil, pp. 112.
- GONÇALVES, L., FARINA, F., LANA, C., PEDROSA-SOARES, A.C., ALKMIM, F., NALINI Jr., H.A., 2014. New U-Pb ages and lithochemical attributes of the Ediacaran Rio Doce magmatic arc, Araçuaí confined orogen, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science* 52, 129-148.
- GONÇALVES, L., ALKMIM, F., PEDROSA-SOARES, A.C., DUSSIN, I.A., VALERIANO, C.M., LANA, C., TEDESCHI, M.F., 2016. Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil. *Gondwana Research* 36, 439-458. <http://dx.doi.org/10.1016/J.GR.2015.07.015>.
- GONÇALVES, L., ALKMIM, F.F., PEDROSA-SOARES, A., GONÇALVES, C.C., VIEIRA, V., 2018. From the plutonic root to the volcanic roof of a continental magmatic arc: a review of the Neoproterozoic Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *International Journal of Earth Science* 107, 337-358.
- GRADIM, C., RONCATO, J., PEDROSA-SOARES, A.C., CORDANI, U., DUSSIN, I., ALKMIM, F., QUEIROGA, G., JACOBSON, T., SILVA, L.C., BABINSKI, M., 2014. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology* 44 (1), 155-180.
- GRAY, D.R., FOSTER, D.A., MEERT, D., GOSCOMBE, B.D., ARMSTRONG, R., TROUW, R.A.J., PASSCHIER, C.W., 2008. A Damara Orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 257-278.
- HACKSPACKER, P.C., DANTAS, E.L., SPOLADORE, A., FETTER, A.H., OLIVEIRA, M.A.F., 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 110-114.
- HALLA, J., VAN HUNEN, J., HEILIMO, E., HÖLTTÄ, P., 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics. *Precambrian Research* 174, 155-162.
- HARKER, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methuen, 384 pp.
- 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*. Geological Society Special Publications, London, pp. 67-81.
- HEILBRON, M., MOHRIAK, W.U., VALERIANO, C.M., MILANI, E.J., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M., 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.U., TALWANI, M. (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 115, pp. 1-32.
- HEILBRON, M., MACHADO, N., 2003. Timing of Terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research* 125 (1-2), 87-112.
- HEILBRON M., MACHADO N., SIMONETTI T., DUARTE B. 2003. A Palaeoproterozoic orogen reworked within the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Short Papers, p. 186-189.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS-NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J., JANASI, V.C., 2004. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO-NEVES, B.B. (Eds.), *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, cap. XIII, São Paulo, pp. 203-234.
- HEILBRON, M., ALMEIDA, J.C.H., SILVA, L.G.E., PALERMO, N., TUPINAMBÁ, M., DUARTE, B.P., VALLADARES, C., RAMOS, R.C., RIBEIRO, A., SANSON, M., 2007. *Geologia e recursos minerais das folhas Santa Rita do Jacutinga (SF.23-Z-A-II), Barra do*

- Piraí (SF.23-Z-A-III), Volta Redonda (SF.23-Z-A-V) e Angra dos Reis (SF.23-Z-C-II), escala 1:100.000. 1 ed. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, vol. 1, 177 pp.
- HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., TASSINARI, C.C.G., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M., SIGA, O., TROUW, R., 2008. Correlation of Neoproterozoic Terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society Special Publication* 294, 211-237.
- HEILBRON, M., DUARTE, B.P., VALERIANO, C.M., SIMONETTI, A., MACHADO, N., NOGUEIRA, J.R., 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE Brazil, based on U-Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research* 178, 136-148.
- HEILBRON, M., TUPINAMBÁ, M., VALERIANO, C.M., ARMSTRONG, R., SIVA, L.G.E., MELO, R.S., SIMONETTI, A., PEDROSA-SOARES, A.C., MACHADO, N., 2013. The Serra da Bolívia Complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precambrian Research* 238, 158-175. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.014>.
- HEILBRON, M., RIBEIRO, A., VALERIANO, C. M., PACIULLO, F.V.P., ALMEIDA, J.C.H., TROUW, R.A.J., TUPINAMBÁ, M., SILVA, L.G.E., 2017. The Ribeira Belt. In: HEILBRON, M., CORDANI, U.G., ALKMIM, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., Switzerland, pp. 277-304. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>.
- HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., EIRADO, L.G., TUPINAMBÁ, M., GERALDES, M., PEIXOTO, C., WILLIAMS, S., DOURADO, F., PALERMO, N., MELO, R., GUIMARÃES, P., RAGATKY, D.C., NEGRÃO, A.E.P., COELHO, T.B., RAMOS, R., 2107b. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000. 1 ed. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, vol. 1, 182 pp.
- HEILIMO, E., HALLA, J., HÖLLÄ, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27-39.
- IKEDA, Y., GOTO, M., 2018. Late Cretaceous to early Paleogene fore-arc magmatism and subduction initiation in the Paleo-Kuril arc trench system, eastern Hokkaido, Japan. *Journal of Geodynamics* 122, 41-53. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.11.002>.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- 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.
- JANASI, V.A., VLACH, S.R.F., CAMPOS-NETO, M.C., ULBRICH, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, Southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. *The Canadian Mineralogist* 47 (6), 1505-1526.
- JANASI, V.A., ANDRADE, S., VASCONCELLOS, A.C.B.C., HENRIQUE-PINTO, R., ULBRICH, H.H.G.J., 2016. Timing and sources of granite magmatism in the Ribeira belt, SE Brazil: insights from zircon in situ U-Pb dating and Hf isotope geochemistry in granites from the São Roque Domain. *Journal of South American Earth Sciences* 68, 224-247.
- JANOUSEK, V., FARROW, C.M., ERBAN, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing geochemical data toolkit (GCDKit). *Journal of Petrology* 47, 1255-1259.

- LI, C., XIAO, W.J., HAN, C.M., ZHOU, K.F., ZHANG, J.E., ZHANG, Z.X., 2015. Late Devonian early Permian accretionary orogenesis along the North Tianshan in the southern Central Asian orogenic belt. *International Geology Review* 57, 1023-1050.
- LUDWIG, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, vol. 4. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 70 pp.
- MACHADO N., VALLADARES C., HEILBRON M., VALERIANO C., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research* 79, 347-361.
- MARQUES, R.A., 2009. Evolução metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ. Master thesis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 177.
- MARTINS, V.T.S., TEIXEIRA, W., NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., 2004. Sr and Nd characteristics of Brasileiro-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research* 7, 75-89.
- MCDONOUGH, W.F. & SUN, S.S. 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- MEERT, J.G., LIEBERMAN, B.S., 2008. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. *Gondwana Research* 14 (1-2), 5-21.
- MIYASHIRO, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321-355. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321>.
- MONDOU, M., EGYDIO-SILVA, M., VAUCHEZ, A., RAPOSO, M.I.B., BRUGUIER, O., OLIVEIRA, A.F., 2012. Complex, 3D strain patterns in a synkinematic tonalite batholith from the Araçuaí Neoproterozoic orogen (Eastern Brazil): evidence from combined magnetic and isotopic chronology studies. *Journal of Structural Geology* 39, 158-179.
- MOYEN, J.F., LAURENT, O., 2018. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos* 302-303, 99-125.
- NALINI Jr., H.A., 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil): étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relations avec les pegmatites à éléments rares associées. PhD thesis. École des Mines de Saint-Étienne. École des Mines de Paris, France, pp. 237.
- NALINI Jr., H., BILAL, E., PAQUETTE, J.L., PIN, C., MACHADO, R., 2000. Géochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr/Nd des granitoïdes néoprotérozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris - Series II Fascicule A. Sciences de la Terre et des Planètes. Earth and Planetary Sciences* 331 (7), 459-466. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01440-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01440-3).
- NARDUZZI F., 2018. Genesis and evolution of a Neoproterozoic magmatic arc: The cordilleran-type granitoids of the Araçuaí Belt, Brazil. PhD thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brazil, pp. 245.
- NOCE, C.M., MACAMBIRA, M.J.B., PEDROSA-SOARES, A.C., 2000. Chronology of Neoproterozoic Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 25-29.
- NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., PIUZANA, D., 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Aracuai Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research* 159 (1), 60-78.
- NOVO, T., 2009. Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira. Master thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil, pp. 87.

- NOVO, T., PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIM, F.F., DUSSIN, I., 2010. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências* 40, 573-592.
- NOVO, T.A., 2013. Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico Mesoproterozóico e unidades Neoproterozóicas do sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS). PhD thesis. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil, pp. 193.
- PAES, V.J.C., 1999. Geologia e geoquímica das rochas metamáficas e meta-ultramáficas da região de Alvarenga, Minas Gerais e suas implicações geotectônicas. Master thesis. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil, pp. 144.
- PEARCE, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 525-548, ISBN 0 471 28034 8.
- PEARCE, 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.
- PECCERILLO, A., TAYLOR, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C.P., 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research* 110, 307-323.
- PEDROSA-SOARES, A.C., ALKMIM, F.F., TACK, L., NOCE, C.M., BABINSKI, M., SILVA, L.C., MARTINS-NETO, M.A., 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogeny. In: PANKHURST, R.J., TROUW, R.A.J., BRITO NEVES, B.B., DE WIT, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, vol. 294. Geological Society of London, pp. 153-172, Special Publications.
- PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS, C.M., NOCE, C.M., SILVA, L.C., NOVO, T., RONCATO, J., MEDEIROS, S.M., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G.N., DANTAS, E., DUSSIN, I.A., ALKMIM, F.F., 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. In: SIAL, A.N., BETTENCOURT, J.S., DE CAMPOS, C.P., FERREIRA, V.P. (Eds.), *Granite-Related Ore Deposits*, vol. 350. Geological Society of London, pp. 25-51, Special Publications.
- PEIXOTO, A.C., HEILBRON, M., RAGATKY, D., ARMSTRONG, R., DANTAS, E., VALERIANO, C.M., SIMONETTI, A., 2017. Tectonic evolution of the Juvenile Tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: implications for early west Gondwana amalgamation. *Precambrian Research* 307, 221-254.
- PETITGIRARD, S., VAUCHEZ, A., EGYDIO-SILVA, M., BRUGUIER, O., CAMPS, P., MONIÉ, P., BABINSKI, M., MOUNDOU, M., 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted "hot" orogeny and slow cooling rate?. *Tectonophysics* 477, 174-196.
- PIETRANIK, A.B., HAWKESWORTH, C.J., STOREY, C.D., KEMP, A.I.S., SIRCOMBE, K.N., BLEEKER, W., 2008. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga.: new evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *Geology* 36 (11), 875-878.
- PRAZERES FILHO, H.J. HARARA, O.M., BASEI, M.A.S., PASSARELLI, C.R., SIGA-JÚNIOR, O., 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Revista Geologia, Instituto de Geociências - USP. Série Científica* 3 (1), 51-70. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100005>.

- REAGAN, M., GILL, J., 1989. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba Volcano, Costa Rica: Implications for residual titanites in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research* 94, 4619-4633.
- SANTOS, M.M., LANA, C., SCHOLZ, R., BUICK, I., SCHMITZ, M.D., KAMO, S.L., GERDES, A., CORFU, F., TAPSTER, S., LANCASTE, P., STOREY, C.D., BASEI, M.A.S., TOHVER, E., ALKMIM, A., NALINI, H., KRAMBROC, K., FANTINI, C., WIEDENBECK, M., 2017. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research* 41 (3), 335-358. <https://doi.org/10.1111/ggr.12167>.
- SACCANI, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers* 6 (4), 481-501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>.
- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W., PIMENTEL, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of west Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira fold belt (SE Brazil). *Precambrian Research* 133, 29-61.
- SHAND, S.J., 1943. *Eruptive Rocks*. D. Van Nostrand Company, New York, 360 pp.
- SHETH, H.C., TORRES-ALVARADO, I.S., VERMA, S.P., 2002. What is the “Calc-alkaline Rock Series”? *International Geology Reviews* 44 (8), 686-701.
- SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., NOCE, C.M., CARNEIRO, M.A., PIMENTEL, M.M., PEDROSA-SOARES, A.C., LEITE, C.A.S., VIEIRA, V.S., SILVA, M.A., PAES, V.J.C., CARDOSO FILHO, J.M., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e craton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências* 32 (4), 513-528.
- SISSON, V.B., PAVLIS, T.L., ROESKE, S.M., THORKELSON, D.J., 2003. Introduction: an overview of ridge-trench interactions in modern and ancient settings. In: SISSON, V.B., et al., (Eds.), *Geological consequences of ridge-trench interactions in the northern Pacific margin*. Geological Society of America 371, Special Paper, pp. 1-18.
- 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. *Chemical Geology* 249, 1-35.
- STACEY, J.S., KRAMERS, J., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26 (2), 207-221.
- SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUMDERS, A.D., NORRIS, M.J. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society, London, Special Publications 42 (1), pp. 313-345.
- SUN, M., CHEN, H., MILAN, L., WILDE, S., JOURDAN, F., XU, Y., 2018. Continental arc and back-arc migration in Eastern NE China: new constraints on Cretaceous Paleo-Pacific subduction and rollback. *Tectonics* 37. <https://doi.org/10.1029/2018TC005170>.
- TARNEY, J., JONES, C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of The Geological Society, London* 151 (5), 855-868. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0855>.
- TEDESCHI, M., 2013. Caracterização do arco magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocêncio e Itambacuri, Minas Gerais. Master thesis. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil, pp. 126.

- TEDESCHI, M., NOVO, T., PEDROSA-SOARES, A.C., DUSSIN, I.A., TASSINARI, C.C.G., SILVA, L.C., GONCALVES, L.E., ALKMIM, F.F., LANA, C., FIGUEIREDO, C., DANTAS, E., MEDEIROS, S., DE CAMPOS, C., CORRALES, F.F., HEILBRON, M., 2016. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 68, 167-186.
- THANG, G.J., WYMAN, D.A., WANG, Q., LI, J., LI, Z.X., ZHAO, Z.H., SUN, W.D., 2012. Asthenosphere-lithosphere interaction triggered by a slab window during ridge subduction: trace element and Sr-Nd-Hf-Os isotopic evidence from Late Carboniferous tholeiites in the West Junggar area (NW China). *Earth and Planetary Science Letters* 329-330, 84-96.
- THORKELSON, D.J., TAYLOR, R.P., 1989. Cordilleran slab windows. *Geology* 17 (9), 833-836. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0833:CSW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0833:CSW>2.3.CO;2).
- THORKELSON, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics* 255, 47-63.
- THORKELSON, D.J., BREITSPRECHER, K., 2005. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos* 79, 25-41.
- TOLEDO, B.B., JANASI, V.A., SILVA, L.G.R., 2018. SHRIMP U-Pb Geochronology of the Socorro Batholith and implications for the Neoproterozoic evolution in SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 48 (4), 761-782. <https://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820180040>.
- TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R.R., 2000. The Central segment of the Ribeira belt. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ-FILHO A., CAMPOS D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 287-310.
- TROUW, R.A.J., PETERNEL, R., RIBEIRO, A., HEILBRON, M., VINAGRE, R., DUFFLES, P., TROUW, C.C., FONTAINHA, M., KUSSAMA, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 48, 43-57.
- TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M., 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 7-11.
- TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C.S., EIRALDO, L.G., MEDEIROS, S.R., ALMEIDA, C.G., MIRANDA, A.W.A., RAGATKY, D., MENDES, J., LUDKA, I., 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos* 15 (1), 67-79.
- VALLADARES, C.S., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., FERNANDES-ANDRÉ, J.L., VALENTE, S.C., CORVAL, A., VIANA, S.M., VALERIANO, C.M., MOTA, G.S., MENEZES, P.T.L., MANE, M.A., 2012. Unidades Litoestratigráficas. In: VALLADARES, C.S., SILVA, L.C (Eds.), *Geologia e recursos minerais da Folha Três Rios, SF.23-Z-B-I, escala 1:100.000, Estado do Rio de Janeiro*. 1 ed. Belo Horizonte: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, v. 1, 35-60 pp.
- VALLADARES, C.S., DUARTE, B.P., MACHADO, H.T., VIANA, S.M., FIGUEIREDO, P.L.C., 2017. Genesis and evolution of a Paleoproterozoic basement inlier within west Gondwana addressed by Sm/Nd isotopic geochemistry and Zr saturation thermometry. *Journal of South American Earth Sciences* 80, 95-106.
- VINAGRE, R., TROUW, R.A.J., MENDES, J.C., DUFFLES, P., PETERNEL, R., MATOS, G., 2014. New evidence of a magmatic arc in the southern Brasília belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences* 54, 120-139.

- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPELL, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419. <https://dx.doi.org/10.1007/BF00402202>.
- WIEDENBECK, M., ALLÉ, P., CORFU, F., GRIFFIN, W.L., MEIER, M., OBERLI, F., QUADT, A.V., RODDICK, J.C., SPIEGEL, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19 (1), 1-23.
- WINDLEY, B.F., XIAO, W., 2018. Ridge subduction and slab windows in the Central Asian Orogenic belt: tectonic implications for the evolution of an accretionary orogen. *Gondwana Research* 61, 73-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2018.05.003>.
- WOOD, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11-30.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 Interpretação e evolução geotectônica dos stocks Marceleza e Leopoldina e do Complexo Serra da Bolívia: um modelo tectônico integrado para o sistema de arcos magmáticos continentais internos do Orógeno Ribeira

O mapeamento geológico detalhado dos stocks Neoproterozoicos Marceleza e Leopoldina, permite a observação das feições geológicas dessas rochas plutônicas, estiradas na direção NE-SW, como intrusivas nos ortognaisses Paleoproterozoico do Complexo Quirino, embasamento do Terreno Paraíba do Sul/Embu. Ambas as unidades rochosas (stocks Marceleza e Leopoldina e o Complexo Quirino) ocorrem tectonicamente sobrepostos às rochas do Complexo Juiz de Fora do Terreno Ocidental (Apêndice A).

A avaliação dos dados petrográficos e litogeoquímicos indicam que os stocks Marceleza e Leopoldina são representados por rochas meta-ígneas básicas a intermediárias, com ampla variação composicional desde termos gabroicos e dioríticos, passando por rochas monzoníticas, tonalíticas, enderbíticas, charnoquíticas a graníticas e com abundante presença de minerais de ortopiroxênio. A assembleia metamórfica de ortopiroxênio $\pm$ granada nos termos félsicos e de clinopiroxênio + quartzo $\pm$ granada nas rochas básicas corroboram com as condições para cristalizações em fácies granulito. Esta assembleia mineral é muito similar àquela dos ortognaisses basais contendo ortopiroxênio do Complexo Quirino descrito por Heilbron *et al.*, 2003.

O Complexo Serra da Bolívia aflora em uma região muito próxima ao stocks Marceleza e Leopoldina (figura 41). Consiste em uma complexa unidade de arco magmático de margem continental ativa, intrusivo nas rochas do Domínio Cambuci, a unidade tectônica mais basal do Terreno Oriental (HEILBRON *et al.*, 2013). Este Complexo intrude tanto os meta-pelitos de alto grau metamórfico, com intercalações de mármore dolomíticos, do Grupo Bom Jesus do Itabapoana, como os ortognaisses associados (DUARTE *et al.*, 2012; MARQUES, 2009).

A interpretação dos stocks Marceleza e Leopoldina sugere que estes apresentam uma evolução litogeoquímica progressiva, dada pela existência de uma série cálcio-alcalina expandida (desde médio ao alto potássio), metaluminosas e correlações negativas de SiO₂ com grande parte dos elementos maiores. É observado ainda o enriquecimento dos elementos terras raras leves sobre os elementos terras raras pesados (figura 21).

As associações de rochas básicas toleíticas a transicionais dos stocks (Marceleza e Leopoldina) são geoquimicamente heterogêneas e podem ser subdivididas em três grupos composicionais (figura 21): o grupo B1 é representado por rochas metagabroicas; enquanto o grupo B2 é representado por meta-monzogabros e é mais enriquecido em LREE (*Light Rare Earth Elements*), Rb e HFSE (*High Field Strength Element*), sugerindo que houve contribuição de fontes do manto metassomatizados em sua gênese, resultando em assinaturas basálticas intraplaca do tipo OIB (*Ocean Island Basalts*); já os dados do grupo toleítico B3 mostram assinaturas geoquímicas típicas de configurações convergentes (IAT - *Island-Arc Tholeiitic* - ou CAB - *Continental Arc Basalt*), e são detectadas apenas no stock Leopoldina.

As rochas intermediárias a félsicas definem uma série cálcio-alcalina a álcali-cálcica de alto Ba e Sr (figura 21), com assinaturas geoquímicas de elevados teores de álcalis, LILE (*Large-Ion Lithophile Elements*), LREE e altas razões de K/Rb, além de baixos teores para Rb, Th, U, Nb, Y e HREE (*Heavy Rare-Earth Elements*), características litogeoquímicas típicas das rochas desenvolvidas em arcos magmáticos de margens continentais ativas.

Os dados litogeoquímicos publicados por Heilbron *et al.*, 2013, indicam que o Complexo Serra da Bolívia é constituído predominantemente por protólitos de arcos magmáticos continentais, subdivididos em três grupos cálcio-alcalinos (CA1, CA2 e CA3) de enriquecimento progressivo em K₂O, além de um grupo shoshonítico (SH) com características mais evoluídas e poucas amostras toleíticas básicas (grupo TH).

Os diagramas da figura 21 mostram uma comparação geoquímica entre os stocks Marcelleza e Leopoldina com as rochas do Complexo Serra da Bolívia. É interessante notar que as rochas do stock Marcelleza apresentam menores teores de SiO₂, sugerindo que os grupos geoquímicos do Complexo Serra da Bolívia podem representar termos mais diferenciados de uma mesma série magmática.

Os grupos geoquímicos cálcio-alcalinos (CA1, CA2 e CA3) do Complexo Serra da Bolívia são muito semelhantes aos grupos geoquímicos homônimos (CA1, CA2 e CA3) dos stocks Marcelleza e Leopoldina. Especificamente o grupo CA3 do Complexo Serra da Bolívia que é extremamente correlacionável ao grupo CA3 dos stocks (Marceleza e Leopoldina), com rochas monzodioríticas e monzoníticas, enriquecidas em LILE e com altos teores de Ba e Sr (figura 21), definições características claras de rochas típicas dos arcos magmáticos continentais. Para as rochas toleíticas, apenas duas amostras do Complexo Serra da Bolívia estão disponíveis para comparação, e são muito semelhantes àquelas do grupo geoquímico toleítico B3 do stock Leopoldina com assinaturas tectônicas de rochas do tipo IAT ou CAB (figura 21).

Analisando as características litogeoquímicas das rochas do Complexo Serra da Bolívia e dos stocks Marceliza e Leopoldina (figura 31), é observado que suas assinaturas litogeoquímicas são similares. Ambos apresentam características da séries cálcio-alcálica expandida e padrões de correlações entre os elementos semelhantes.

Na literatura, em trabalhos de Fowler *et al.*, 2008 e Tarney & Jones, 1994, as rochas graníticas que apresentam elevados teores de Ba e Sr são reconhecidas por apresentarem também altos teores de álcalis, LILE e LREE, razões elevadas de K/Rb, baixos teores para Rb, Th, U e Nb e teores mais baixos ainda para Y e HREE. Essas características levam a interpretações de que essas associações rochosas foram geradas em zonas magmáticas relacionadas à subducção da litosfera oceânica, num cenário tectônico de supra-subducção onde a fusão da cunha do manto astenosférico ocorre diretamente acima da placa oceânica em subducção (FOWLER *et al.*, 2008; TARNEY & JONES, 1994).

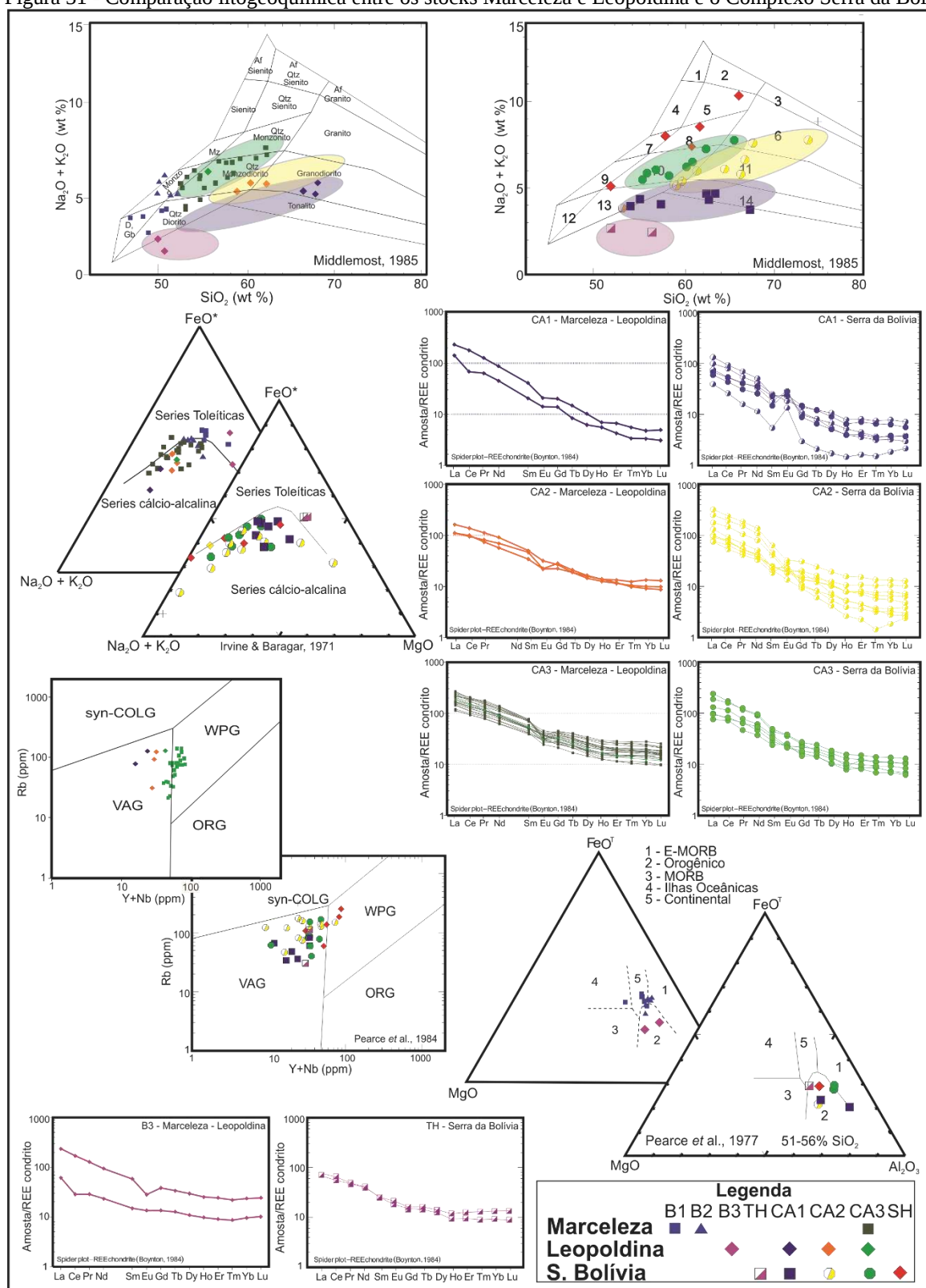
Essa interpretação pode sugerir que as rochas que formam o stocks Marceliza e Leopoldina e o Complexo Serra da Bolívia, são provenientes de arcos magmáticos, associados aos ambientes de margens continentais ativas (cordilheiranos), que sofreram processos de contaminações de suas fontes mantélicas, principalmente através da assimilação de rochas crustais, provavelmente relacionados aos processos de fusão parcial da porção inferior da crosta profunda.

As análises apresentadas para os stocks Marceliza e Leopoldina representam a primeira descrição da ocorrência contemporânea de rochas básicas do tipo intraplaca (*within-plate*) e intermediárias, relacionadas a um mesmo sistema de arco magmático continental, no Terreno Paraíba do Sul/Embu.

Os dados geocronológicos obtidos (figura 32) também corroboram na correlação do Complexo Serra da Bolívia com os stocks Marceliza e Leopoldina. As rochas dos stocks (Marceliza e Leopoldina) indicam idades de cristalização (U-Pb) entre ca 650 a 600 Ma, além de um granitoide monzonítico com idade de ca 582 Ma, esse intervalo de tempo é semelhante as idades de cristalização publicadas para o Complexo Serra da Bolívia (HEILBRON *et al.*, 2013), com idades de cristalização entre ca 623 e 595 Ma e um corpo sienítico tardio de ca 570 Ma.

Idades de impressão metamórficas de ca 593 a 582 Ma (figura 32) confirmam a ocorrência de um evento metamórfico de alta temperatura (fácies granulito), contemporâneo a granitogênese sin-colisional ao longo deste segmento do Orógeno Ribeira (HEILBRON *et al.*, 2017).

Figura 31 - Comparação litogeoquímica entre os stocks Marceliza e Leopoldina e o Complexo Serra da Bolívia

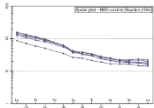
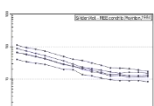
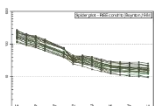
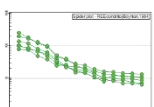
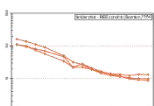
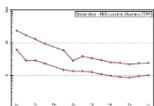


Legenda: Marceliza: rochas básicas: quadrados azuis - grupo B1; triângulos azuis - grupo B2; rochas cálcio-alcalinas: quadrados verdes - grupo CA3; Leopoldina: rochas básicas: diamantes roxos - grupo B3; rochas cálcio-alcalinas: diamantes azuis - grupo CA1; diamantes laranjas - grupo CA2; diamantes verdes - grupo CA3; Serra da Bolívia: rochas básicas: quadrados brancos e rosas - grupo B3; rochas cálcio-alcalinas: quadrados roxos - grupo CA1; círculos brancos e amarelos - grupo CA2; círculos verdes - grupo CA3; rochas shoshoníticas: diamantes vermelhos - grupo SH.

Fonte: O Autor, 2019 (com dados compilados de HEILBRON *et al.*, 2013).

As assinaturas isotópicas de Sm-Nd para as rochas do Complexo Serra da Bolívia também mostram resultados semelhantes aos novos dados isotópicos de Lu-Hf apresentados neste trabalho, resultando em modelos de idades modelo T_{DM} Mesoproterozoicas com valores de $\epsilon Hf(t)$ e $\epsilon Nd(t)$ negativos, compatíveis com a evolução de arcos magmáticos de margens continentais ativas maduros, com contaminação da crosta continental.

Figura 32- Síntese geoquímica e geocronológica dos novos dados para os stocks Marceleza e Leopoldina e o Complexo Serra da Bolívia

Grupo Geoquímico	REE	Amostra	Cristalização (Hf)	Metamorfismo (Hf)	Idade Modelo T_{DM} (Nd e Hf)
 B2 Marceleza		MI-56	600 Ma	574 Ma	1.40 a 1.30 Ga (Hf)
 B1 Marceleza		MI-55 MI-09	618 Ma 604 Ma	578 Ma 575 Ma	1.45 a 1.33 Ga (Hf)
 CA 3 Marceleza		MI-08	-----	582 Ma	1.70 a 1.52 Ga (Hf)
 CA 3 Serra da Bolívia		SP-47	605 Ma	-----	1.54 Ga (Nd)
 CA 2 Leopoldina		LE-387	644 Ma (Herança Toniana)	593 Ma	-----
 B3 Leopoldina		LE-391	650 Ma (Herança Toniana)	616 Ma	-----

Fonte: O Autor, 2019 (com dados compilados de HEILBRON *et al.*, 2013).

Contudo, é digno de nota, que as duas idades U-Pb obtidas para o stock Leopoldina (grupos CA1 - CA2 e B3 - figura 32) são um pouco mais velhas que as idades relatadas para o Complexo Serra da Bolívia, e incluem zircões herdados de idade Toniana, sugerindo que os processos de subducção e consequente formação do arco magmático continental interno poderia ter iniciado sua evolução ainda mais cedo em direção ao sul do Orógeno Ribeira.

A idade de cristalização (U-Pb) de ca 650 Ma e o sobrecrecimento magmático-metamórfico de ca 616 Ma da amostra LE-391 (figura 32), define a idade mais antiga detectada para este arco magmático. Enquanto a idade de ca 644 Ma obtida para o monzonito de alto Ba e Sr do grupo CA1 (amostra LE-387) confirma a evolução deste arco magmático continental com o tempo, deslocando gradativamente a sua composição para rochas mais ácidas.

Dada a proximidade geográfica (figura 41) entre o Complexo Serra da Bolívia com os stocks Marceleza e Leopoldina e suas excelentes correlações litogeoquímicas (figura 31) e geotectônicas, características de arcos magmáticos de margens continentais ativas. Além de admitir a diacronicidade dos eventos geocronológicos (U-Pb) e geoquímicos isotópicos (Sm-Nd e Lu-Hf) que ocorreram nestas rochas (figura 32 e quadro 4), os estudos realizados nesta tese sugerem que os stocks Marceleza e Leopoldina são homólogos ao arco magmático do Complexo Serra da Bolívia e integram assim uma única associação de rochas, representando a extensão mais meridional de um grande sistema de arco magmático na porção central (Terreno Paraíba do Sul/Embu) do Orógeno Ribeira.

As interpretações apresentadas nesta tese corroboram com as interpretações de Heilbron *et al.*, 2013, 2017, onde ambos conjuntos rochosos estariam relacionados a um mesmo episódio tectônico de acreção continental, intrudidos nas rochas do embasamento Paleoproterozoico do Terreno Paraíba do Sul/Embu.

5.2 Arcos magmáticos de margens continentais ativas na Província Mantiqueira: síntese do conhecimento atual do magmatismo pré-colisional

Neste subitem será apresentada uma síntese das rochas plutônicas de arcos magmáticos continentais pré-colisionais e de idades Ediacarianas inseridas no contexto da Província Mantiqueira (quadros 4 e 5). O objetivo é comparar as características dessas unidades rochosas, através da correlação entre estes arcos magmáticos nos Orógenos Ribeira e Araçuaí e contribuir para uma melhor compreensão da evolução geológica, em circunstâncias da reconstrução dos processos envolvidos na formação da Província Mantiqueira (figura 33).

No contexto geotectônico da Província Mantiqueira, existem na literatura diversas descrições de ocorrências de rochas com características típicas de arcos magmáticos, desenvolvidos em ambientes de margens continentais ativas (cordilheiranos), nos Orógenos Ribeira e Araçuaí (figuras 33 e 41).

Essas rochas apresentam grandes similaridades em termos litológicos, litogeoquímicos, geocronológicos (U-Pb) e isotópicos (Sm-Nd e Lu-Hf), aspectos que corroboram consideravelmente na correlação entre as rochas de arcos magmáticos destes dois Orógenos (Ribeira e Araçuaí), como será demonstrado através da interpretação dos dados apresentados nos quadros 4 e 5.

Quadro 4 - Características composicionais e litogeoquímicas dos principais arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e Araçuaí

Corpos Plutônicos	Orógeno	Composições	Características Litogeoquímicas	Fonte
Topázio	Araçuaí	tonalitos, granodioritos e escassos monzogranitos	série cálcio-alcálica, metaluminoso a peraluminoso, enriquecidos em ETR leves e presença de anomalia negativa de európio	1
Teófilo Otoni		granodioritos, granitos e escassos tonalitos	série cálcio-alcálica, metaluminoso a levemente peraluminoso, enriquecidos em ETR leves e presença de anomalia negativa de európio	2
São Vitor		tonalitos, granodioritos e escassos monzogranitos	série cálcio-alcálica, metaluminoso a peraluminoso, acentuado enriquecidos em ETR leves e presença de anomalia negativa de európio	3
Chaves		gabronoritos, monzogranitos e enderbitos	série cálcio-alcálica, magnésiano e metaluminoso	4
Brasilândia		tonalitos, granodioritos e escassos granitos	série cálcio-alcálica de médio a alto potássio, magnésiano, metaluminoso a levemente peraluminoso, enriquecidos em ETR leves e presença de anomalia negativa de európio	5
Derribadinha		tonalitos, granitos e escassos dioritos e gabros	série cálcio-alcálica de médio a alto potássio, magnésiano, metaluminoso, enriquecidos em ETR leves e presença de anomalia positiva de európio	6
Pedra do Sino		monzogranitos, tonalitos e granodioritos	série cálcio-alcálica de médio a alto potássio, magnésiano e levemente metaluminoso	7
Bom Jesus da Vitória		tonalitos, enderbitos, granodioritos e escassos monzogranitos	série cálcio-alcálica de médio a alto potássio, magnésiano e levemente metaluminoso	8
Rancho Alegre		tonalitos, escassos granodioritos e monzogranitos	série cálcio-alcálica de médio a alto potássio e levemente metaluminoso	9
Galiléia	Ribeira (segmento central e norte)	tonalitos, granodioritos e escassos granitos	série cálcio-alcálica, magnésiano a ferroso, metaluminoso a peraluminoso, enriquecidos em ETR leves e presença de anomalia negativa de európio	10
Divino		dioritos, tonalitos, enderbitos, charnoquitos e granitos	série cálcio alcálica de médio a alto potássio, metaluminoso, enriquecidos em ETR leves e presença acentuada de anomalia negativa de európio	11
Muriaé		ortognaisses migmatíticos e granitos	série cálcio alcálica de médio a alto potássio, metaluminoso a levemente peraluminoso, enriquecidos em ETR leves e presença de anomalia negativa de európio	12
Conceição da Boa Vista		tonalitos, granodioritos e escassos ortognaisses	série cálcio-alcálica de médio a alto potássio, metaluminoso, enriquecidos em ETR leves e presença de anomalias positiva e negativa de európio	13
Guarataia		granodioritos e granitos porfiríticos	série cálcio-alcálica de alto potássio, magnésiano a ferroso e levemente peraluminoso	14
Cunhaporanga	Ribeira (segmento sul) / Apiaí	monzogranitos e granodioritos	série cálcio-alcálica de alto potássio e metaluminoso a fracamente peraluminoso	15
Três Córregos		monzogranitos, granodioritos e escassos tonalitos e sienogranitos	série cálcio-alcálica de médio a alto potássio e metaluminoso	16

Fonte: O Autor, 2019 (modificado de diversos autores – vide texto a seguir).

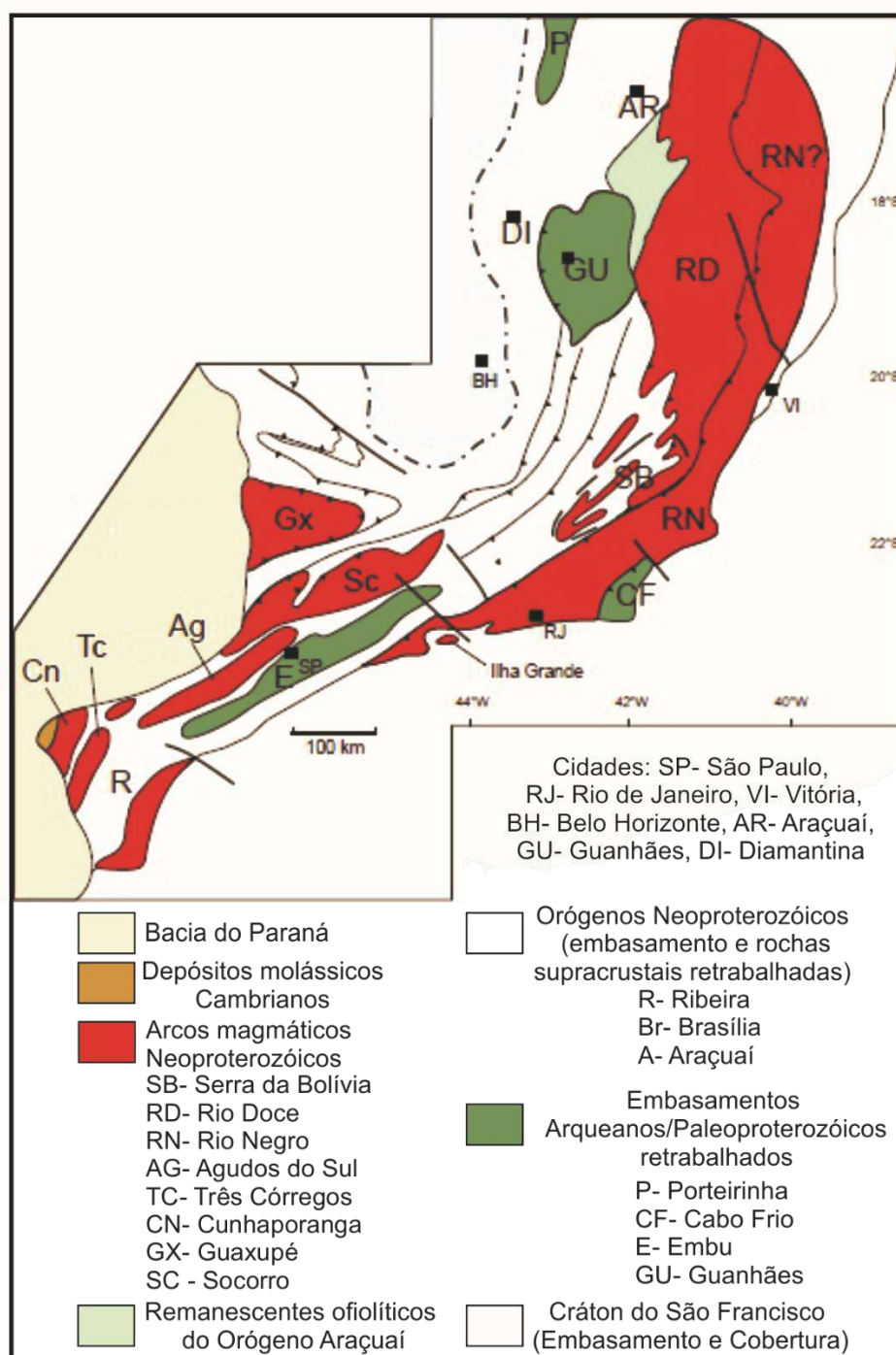
As referências para os dados compilados e apresentados no quadro 4 são: 1- Paes *et al.*, 2010, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, Gonçalves *et al.*, 2016; 2- Noce *et al.*, 1999, 2000, Whittington *et al.*, 2001, Martins *et al.*, 2004; 3- Noce *et al.*, 2000, Martins *et al.*, 2004, Gonçalves, 2009, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, Mondou *et al.*, 2012, Gonçalves *et al.*, 2014, 2016; 4- Tedeschi, 2013, Tedeschi *et al.*, 2016; 5- Noce *et al.*, 2000, Martins *et al.*, 2004, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, Tedeschi, 2013, Tedeschi *et al.*, 2016; 6- Petitgirard *et al.*, 2009, Gonçalves *et al.*, 2014; 7- Carvalho & Pereira, 2000, Pinto *et al.*, 2000, Gonçalves *et al.*, 2016, 2018; 8- Gonçalves *et al.*, 2016, 2018; 9- Gonçalves *et al.*, 2016, 2018; 10- Nalini-Jr. *et al.*, 1997, 2000, Gonçalves, 2009, Mondou *et al.*, 2012, Gonçalves *et al.*, 2014; 11- Vieira, 2007, Novo, 2009, 2013, Novo *et al.*, 2010, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011; 12- Noce *et al.*, 2003, Tupinambá *et al.*, 2007, Figueiredo, 2009, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, Tedeschi *et al.*, 2016; 13- Tupinambá *et al.*, 2002, Heilbron *et al.*, 2010, Novo, 2013, Tedeschi *et al.*, 2016; 14- Silva, 2000, Noce *et al.*, 2000, Martins *et al.*, 2004, Tedeschi, 2013, Tedeschi *et al.*, 2016; 15- Prazeres-Filho, 2000, Janasi *et al.*, 2001, Prazeres-Filho *et al.*, 2003; 16- Prazeres-Filho, 2000, Janasi *et al.*, 2001, Prazeres-Filho *et al.*, 2003.

Estes arcos magmáticos continentais foram, em sua maioria, gerados sobre embasamentos de paleocontinentes com idades Paleoproterozoicas, Complexo Quirino no Terreno Paraíba do Sul/Embu, do Orógeno Ribeira e no Complexo Pocrane na supersuíte G1, do Orógeno Araçuaí, durante os múltiplos episódios de acreções continentais na gênese desses sistemas orogênicos.

Depois de desenvolvidos na crosta Paleoproterozoica os arcos foram então sucessivamente amalgamados junto aos terrenos tectônicos que ocupam a borda leste do Cráton do São Francisco e da porção sul da Faixa Brasília, durante a colagem Brasileira - Pan-Africana, estendendo-se por uma região que abrange desde o sul da cidade de Apiaí no Estado de São Paulo até o norte da cidade de Águas Formosas, no Estado de Minas Gerais, como pode ser observado na figuras 33 e 41 (NALINI-Jr. *et al.*, 2000; PRAZERES-FILHO *et al.*, 2003; NOCE *et al.*, 2006; HEILBRON *et al.*, 2008, 2013, 2017; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2011; NOVO *et al.*, 2010; NOVO, 2013; GONÇALVES *et al.*, 2016; TEDESCHI *et al.*, 2016).

Essas rochas com características de arcos magmáticos continentais da fase pré-colisional, na Província Mantiqueira, são em sua maioria rochas com composições variando de básicas a intermediárias, com predomínio de rochas gabroicas, tonalíticas, enderbíticas, charnoquíticas, granodioríticas a graníticas, com a frequente presença de minerais de ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio e enclaves gabroicos e dioríticos, como pode ser observado no quadro 4.

Figura 33 - Mapa tectônico da parte norte da Província Mantiqueira



Fonte: Modificado de HEILBRON *et al.*, 2004, 2013 e PEDROSA-SOARES *et al.*, 2014.

Analisando ainda o quadro 4, estas rochas apresentam em comum uma evolução litogeoquímica de enriquecimento progressivo em álcalis, características das séries cálcio-alcalinas expandidas desde das séries de médio potássio a séries de alto potássio, tendências metaluminosas, magnesianas, cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas, padrões de enriquecimento dos elementos terras raras leves sobre os elementos terras raras pesados e anomalias negativas do elemento európio.

Essas características compiladas e apresentadas no quadro 4 indicam uma boa correlação destes plutonitos com as rochas do arco magmático da Serra da Bolívia, incluindo os stocks Marceleza e Leopoldina, como será melhor discutido nos itens subsequentes.

Em suma para a elaboração dos quadros e figuras comparativas das características litológicas (quadro 4), litogeoquímicas (quadro 4), geocronológicas (quadros 5 e figuras 34, 35 e 36) e geoquímica isotópicas (quadros 5 e figuras 37, 38, 39 e 40) que serão apresentados nos itens subsequentes deste capítulo, foram consultados trabalhos de Nalini-Jr. *et al.*, 1997, Paes, 1999, Noce *et al.*, 1999, Hackspacher *et al.*, 2000, Nalini-Jr. *et al.*, 2000, Noce *et al.*, 2000, Prazeres-Filho, 2000, Silva, 2000, Dussin *et al.*, 2000; Janasi *et al.*, 2001, Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, Whittington *et al.*, 2001, Cordani *et al.*, 2002, Silva *et al.*, 2002, Tupinambá *et al.*, 2002, Heilbron & Machado, 2003, Noce *et al.*, 2003, Prazeres-Filho *et al.*, 2003, Martins *et al.*, 2004, Noce *et al.*, 2006, Siga-Jr. *et al.*, 2006, Siga-Jr. *et al.*, 2007, Tupinambá *et al.*, 2007, Vieira, 2007, Heilbron *et al.*, 2008, Figueiredo, 2009, Goncalves, 2009, Novo, 2009, Petitgirard *et al.*, 2009, Heilbron *et al.*, 2010, Novo *et al.*, 2010, Paes *et al.*, 2010, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, Mondou *et al.*, 2012, Heilbron *et al.*, 2013, Novo, 2013, Tedeschi, 2013, Gonçalves *et al.*, 2014, Vinagre *et al.*, 2014, Gradim *et al.*, 2014, Corrales, 2015, Gonçalves *et al.*, 2016 e Tedeschi *et al.*, 2016.

A compilação da literatura abrangeu 87 amostras em 24 corpos plutônicos de arcos magmáticos pré-colisionais, sendo 67 análises realizadas através da metodologia de U-Pb (figura 34), 60 análises por meio da metodologia de Sm-Nd (figura 37) e oito análises por intermédio do método de Lu-Hf (figura 40).

5.2.1 O sistema de arcos magmáticos Marceleza-Leopoldina e Serra da Bolívia como a continuação sul do arco Rio Doce (G1 supersuíte): uma conexão pré-colisional entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí

No Domínio Interno do Orógeno Araçuaí ocorrem os arcos magmáticos com características indicativas de gêneses magmáticas relacionadas aos ambientes de margens continentais ativas, pertencentes a fase acrescionária pré-colisional desse orógeno e integrantes da supersuíte G1 do arco magmático do Rio Doce. Essas características são correlacionáveis com os arcos magmáticos Marceleza, Leopoldina e Serra da Bolívia.

Quadro 5 - Idades U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuai

Nomenclatura	Amostras		Idade (U-Pb)	Th/U	Idade T _{DM} (Sm-Nd)	εNd _(t)	Idade T _{DM} (Lu-Hf)	εHf _(t)	Sr/Sr	Fonte
Stock Topázio	LG-21	granodiorito	574 ± 07	1.32 a 0.20	1.54	-7.31	1.58 a 1.56	-6.50 a -5.20	0.70594	Gonçalves <i>et al.</i> , 2016
Plúton Teófilo Otoni	TO-01	granito	590		1.39	-5.76			0.72326	Martins <i>et al.</i> , 2004
	TO-02	granodiorito			1.44	-5.62			0.70939	
	TO-02B				1.59	-6.09			0.70916	
Batólito São Vitor	L-26A	tonalito	576 ± 04		1.71	-8.51				Noce <i>et al.</i> , 2000
	L-26E	enclave			1.56	-7.07				
	L-26C	enclave			1.88	-7.55				
	IT-16B	tonalito			1.96	-7.97			0.71028	Noce <i>et al.</i> , 2000; Martins <i>et al.</i> , 2004
	L-01	granodiorito	625 ± 09	1.46	-6.24		Gonçalves, 2009; Goncalves <i>et al.</i> , 2014			
	AR-968	tonalito	585 ± 07	0.52 a 0.24					Mondou <i>et al.</i> , 2012; Goncalves <i>et al.</i> , 2016	
	AR-1057		583 ± 04	0.97 a 0.27					Mondou <i>et al.</i> , 2012	
	AR-800		582 ± 06	0.94 a 0.11						
Batólito Derribadinha	AR-264	tonalito	580 ± 08						Petitgirard <i>et al.</i> , 2009	
	AR-242		597 ± 04						Gonçalves <i>et al.</i> , 2014	
Batólito Muniz Freire	OPU-1412	tonalito	588 ± 04							Figueiredo, 2009; Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2011

Fonte: O Autor, 2019.

Quadro 5 - Idades U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuai (continuação)

Nomenclatura	Amostras		Idade (U-Pb)	Th/U	Idade T _{DM} (Sm-Nd)	εNd _(t)	Idade T _{DM} (Lu-Hf)	εHf _(t)	Sr/Sr	Fonte
Plúton Chaves	M-02	gabronorito	599 ± 15	0.70 a 0.49	1.48	-4.83	1.75 a 1.47	-9.66 a -4.31	0.70620	Tedeschi, 2013; Tedeschi <i>et al.</i> , 2016
	L-12	enderbito	599 ± 15		1.61	-6.78				Tedeschi, 2013
	L-10	sienodiorito	600		1.60	-6.92				
	L-17				1.69	-6.86				
	L-22	enderbito	599 ± 15		1.68	-6.73				Tedeschi, 2013; Tedeschi <i>et al.</i> , 2016
	M-02W	enclave (gabronorito)	599 ± 15		1.57	-4.90				
Plúton Brasilândia	M-21	tonalito	581 ± 11	0.58 a 0.26	1.63	-10.18	2.0 a 1.90	-14.89 a -12.30	0.70876	Tedeschi, 2013; Tedeschi <i>et al.</i> , 2016
	M-21B	enclave (gabrodiorito)			1.78	-8.08			0.70641	
	L-13	enclave (gabro)	581 ± 11							Tedeschi <i>et al.</i> , 2016
	IT-15B	tonalito	595 ± 03						1.70	-8.19
	SM-08B						1.76	-10.36	0.70983	
Batólito Baixo Guandu	TN-165A	tonalito	621 ± 05	1.08 a 0.31						Tedeschi <i>et al.</i> , 2016; Novo, 2013
	479		589 ± 14							Gradin <i>et al.</i> , 2014

Fonte: O Autor, 2019.

Quadro 5 - Idades U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuai (continuação)

Nomenclatura	Amostras		Idade (U-Pb)	Th/U	Idade T_{DM} (Sm-Nd)	$\epsilon Nd_{(t)}$	Idade T_{DM} (Lu-Hf)	$\epsilon Hf_{(t)}$	Sr/Sr	Fonte
Batólito Galiléia	L-03	granodiorito	579 ± 08		1.87	-13.29				Gonçalves, 2009; Gonçalves <i>et al.</i> , 2014
	L-03B	enclave (diorito)	581 ± 03							
	MD-03A	granodiorito	594 ± 06		1.71	-9.31				0.71236 Nalini Jr. <i>et al.</i> , 1997; Nalini Jr. <i>et al.</i> , 2000
	L-05		593 ± 11		1.51	-6.55				Gonçalves, 2009; Gonçalves <i>et al.</i> , 2014
	AR-717	tonalito	581 ± 04	0.66 a 0.19						Mondou <i>et al.</i> , 2012
	AR-787		582 ± 07	0.67 a 0.28						
	AR-705		579 ± 04	0.75 a 0.28						
	AR-815		583 ± 04	1.45 a 0.19						
	AR-957		585 ± 04	0.73 a 0.20						
Batólito Alto Capim	L-188	monzogranito	593 ± 10		1.54	-8.25				Gonçalves, 2009
Pluton Chapada do Bueno		tonalito	625 ± 11							Paes, 1999; Dussin <i>et al.</i> , 2000
Stock Rancho Alegre	LG-28	granodiorito	595 ± 13		1.68	-7.80			0.71215	Gonçalves <i>et al.</i> , 2016
	LG-49	granodiorito	618 ± 09		1.60	-6.50	1.87 a 1.53	-5.40 a -11.70	0.71083	
	LG-63	tonalito	607 ± 09		1.59	-6.80			0.71178	

Fonte: O Autor, 2019.

Quadro 5 - Idades U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuai (continuação)

Nomenclatura	Amostras		Idade (U-Pb)	Th/U	Idade T_{DM} (Sm-Nd)	$\epsilon Nd_{(t)}$	Idade T_{DM} (Lu-Hf)	$\epsilon Hf_{(t)}$	Sr/Sr	Fonte
Stock Bom Jesus da Vitória	LG-31	enderbito	575 ± 06		1.55	-6.70	1.73 a 1.56	-6.10 a -9.30	0.71035	Gonçalves <i>et al.</i> , 2016
Stock Pedra do Sino	LG-27	granodiorito	616 ± 12				1.77 a 1.51	-5.50 a -10.20		Gonçalves <i>et al.</i> , 2016
	LG-173		584 ± 13		1.36	-5.70			0.70850	
Stock Manhauçu	CN-341	tonalito	597 ± 03							Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2011
	LC-31	charnoquito	584 ± 05							Silva <i>et al.</i> , 2002
Plúton Serra do Valentim	OPU-1415	grabronorito	605 ± 08	2.47 a 0.72						Tedeschi <i>et al.</i> , 2016; Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2011
Plúton Divino	TJ-46	rocha básica	592 ± 07		2.09	-10.06				Novo, 2009; Novo <i>et al.</i> , 2010
	TJ-07	charnoquito	603 ± 04		1.96	-10.02				
	TJ-16		595 ± 04							Novo, 2009
Batólito Muriaé	CE-10	granodiorito	582 ± 08		1.97	-11.04				Figueiredo, 2009; Tedeschi <i>et al.</i> , 2016
	CE-07	granito	593 ± 04	1.54 a 0.07	1.79	-11.14				
	MU-56A	gnaisse	620 ± 03	0.52 a 0.04	1.44	-8.23				
	CE-56A	gnaisse	593		1.71	-8.48				
	CE-57	granito			1.91	-13.59				
	CE-66B	enclave (gabrodiorito)			1.86	-11.14				
	CE-76A	gnaisse			1.69	-9.03				

Fonte: O Autor, 2019.

Quadro 5- Idades U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuai (continuação)

Nomenclatura	Amostras		Idade (U-Pb)	Th/U	Idade T_{DM} (Sm-Nd)	$\epsilon Nd(t)$	Idade T_{DM} (Lu-Hf)	$\epsilon Hf(t)$	Sr/Sr	Fonte
Stock Marceliza	BR-55	quartzo-diorito	618 ± 21	1.30 a 0.56			1.45 a 1.33	-3.70 a -1.31		Corrales, 2015; Corrales, 2019
	BR-09	gabro	604 ± 20	1.49 a 0.64			1.45 a 1.40	-3.75 a -2.86		
	BR-56	monzodiorito	600 ± 17	1.26 a 0.40			1.40 a 1.30	-3.05 a -0.90		
	BR-08	gabro	582 ± 13	2.10 a 0.56			1.73 a 1.52	-10.37 a -5.27		
Stock Leopoldina	LE-387	monzonito	644 ± 05							Corrales, 2019
	LE-391	gabro	650 ± 04							
Plúton Guarataia	M-11	granodiorito	576 ± 09	0.74 a 0.12	1.74	-12.52	2.57 a 1.92	-25.02 a -12.91	0.71045	Tedeschi, 2013; Tedeschi <i>et al.</i> , 2016
	IT-11	granito	590		2.09	-12.80			0.71030	Noce <i>et al.</i> , 2000; Martins <i>et al.</i> , 2004
	IT-02F				2.19	-12.97			0.71082	
Batólito Conceição da Boa Vista	AR-06	tonalito	586 ± 07	1.17 a 0.04						Novo, 2013; Tedeschi <i>et al.</i> , 2016
Complexo Serra da Bolívia	SP-03	monzonito	574 ± 04							Heilbron <i>et al.</i> , 2013
	SP-04	quartzo-monzonito	605		1.38	-9.20				
	BOL-01	norito	596 ± 03							
	TUP-21	tonalito	591 ± 04							
	THE-18E	gabro	590 ± 03							

Fonte: O Autor, 2019.

Quadro 5 - Idades U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuai (continuação)

Nomenclatura	Amostras		Idade (U-Pb)	Th/U	Idade T _{DM} (Sm-Nd)	εNd _(t)	Idade T _{DM} (Lu-Hf)	εHf _(t)	Sr/Sr	Fonte
Complexo Serra da Bolívia	SP-27A	monzogranito	605		2.04	−9.90				Heilbron <i>et al.</i> , 2013
	SP-08A	granito			2.58	−10.60				
	SP-34B	rocha básica			1.98	−9.40				
	SP-11	tonalito			1.81	−9.70				
	SP-19B	monzodiorito			1.90	−10.70				
	SP-45	granodiorito			1.83	−11.10				
	SP-24	tonalito			1.74	−9.60				
	SP-55	quartzo-sienito			1.72	−10.80				
	SP-47	quartzo-monzonito			1.54	−5.50				
	SP-52	granodiorito			1.50	−8.00				
Batólito Cunhaporanga	HP-02	granodiorito	625 ± 10		1.89	-13.22			0.71092	Prazeres Filho <i>et al.</i> , 2003
	HP-03	monzogranito	624 ± 03							
	HP-21		601 ± 07		2.18	-11.80			0.71044	
	HP-01		588 ± 07		2.18	-13.63			0.71463	
	HP-29		600		1.82	-13.40			0.71708	
	HP-33				1.89	-11.61				
	HP-08	granodiorito			1.75	-11.19			0.71038	
	HP-36				1.95	-13.27			0.71106	
Stock Apiai	A-17	granito	605 ± 04		2.36	-18.45				Hackspacher <i>et al.</i> , 2000

Fonte: O Autor, 2019.

Quadro 5 - Idades U-Pb, Sm-Nd e Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí (continuação)

Nomenclatura	Amostras		Idade (U-Pb)	Th/U	Idade T _{DM} (Sm-Nd)	εNd _(t)	Idade T _{DM} (Lu-Hf)	εHf _(t)	Sr/Sr	Fonte
BatólitoTrês Córregos	HP-73	granodiorito	628 ± 16		2.21	-17.67			0.70994	Prazeres Filho <i>et al.</i> , 2003
	HP-07		633 ± 03		2.30	-18.25			0.70935	
	HP-44	monzonito	604 ± 04		2.40	-18.31			0.71110	
	HP-04		599 ± 07		2.19	-17.61			0.70970	
	HP-06	tonalito	636 ± 03							
	HP-48	granodiorito	600		2.37	-18.61			0.70906	
	HP-77				2.21	-17.75			0.71002	
	HP-86				2.28	-17.96			0.70901	
	HP-54	sienogranito			2.27	-19.23			0.70951	
	HP-56	monzogranito			2.47	-18.67			0.71071	
	HP-68				2.20	-19.02			0.71138	
	HP-72	sienogranito			2.33	-19.11			0.71183	
Serra da Água Limpa	RDTM-62	granito	667 ± 10						Vinagre <i>et al.</i> , 2014	
	RDPA-44	granito	645 ± 05							
	RDPA-46	granito	630 ± 12							
	VAC-10	granito	631 ± 08							
	RDIT-41	quartzo-sienito	634 ± 08							

Fonte: O Autor, 2019.

Neste subitem, através do quadro 5, foram compilados os dados disponíveis na literatura para as idades de cristalização U-Pb (ca 667 a 574 Ma) e para as idades modelo T_{DM} Sm-Nd (2.58 a 1.36 Ga) e Lu-Hf (2.57 a 1.30 Ga) juntamente com os seus respectivos valores de $\epsilon Nd(t)$ (-4.83 a -19.23) e $\epsilon Hf(t)$ (-0.90 a -25.02), além dos valores obtidos para a razão Sr/Sr (0.70594 a 0.72326) destas amostras de arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí.

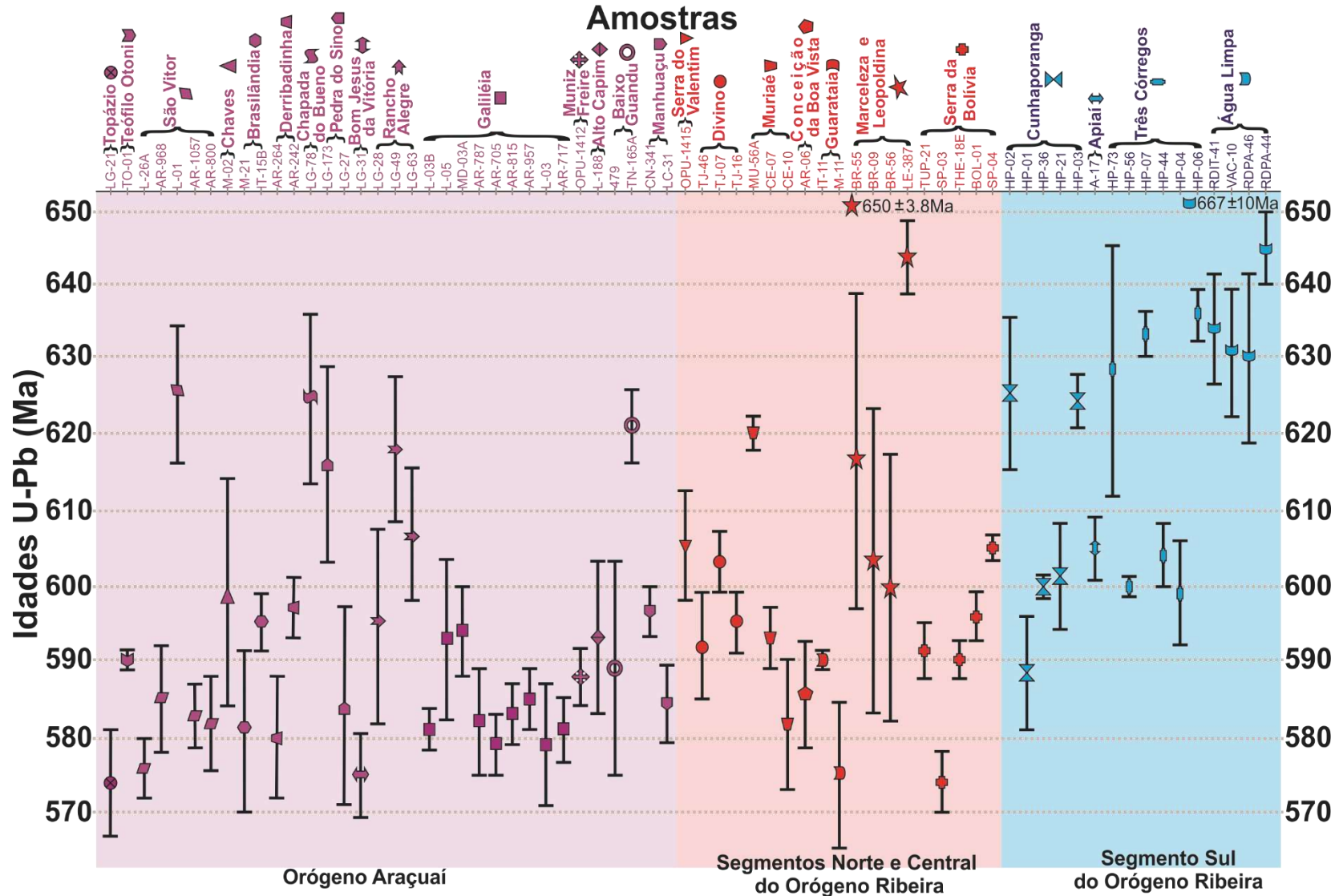
Através das informações deste quadro (5), foram produzidas as figuras comparativas (figuras 34, 35, 36, 37, 38, 39 e 40 e quadro 6), que serão exibidas a seguir neste capítulo. As idades de cristalização (U-Pb) e as idades modelos T_{DM} (Sm-Nd e Lu-Hf) serão expostas de forma individualizada e comparativa com as idades obtidas nesta tese para os arcos magmáticos Marceleza e Leopoldina e com as idades do arco magmático da Serra da Bolívia de Heilbron *et al.*, 2013.

Na figura 34 as análises U-Pb, mostram as idades correlacionáveis dos stocks Marceleza e Leopoldina (seis amostras) com o Complexo Serra da Bolívia (cinco amostras), como proposto no subitem 5.1 deste capítulo. E a correlação destes com as rochas plutônicas pré-colisionais dos outros arcos magmáticos encontrados nos segmentos (norte, central e sul) do Orógeno Ribeira e no Orógeno Araçuaí.

Observando uma correlação mais detalhada das idades U-Pb (intervalo entre ca 640 a 580 Ma) na figura 35, o foco deste intervalo de tempo é nas idades obtidas para os stocks Marceleza e Leopoldina, que apresentam três idades de cristalização magmática entre ca 639 a 583 Ma, com seus respectivos erros analíticos, essas idades são sobrepostas em praticamente todos arcos magmáticos analisados, principalmente e com maior correlação com: Teófilo Otoni; São Vitor; Chaves; Brasilândia; Derribadinha; Chapada do Bueno; Pedra do Sino; Rancho Alegre; Galiléia; Muniz Freire; Alto Capim; Baixo Guandu; Manhauçu; Serra do Valentim; Divino; Muriaé; Conceição da Boa Vista; Guarataia; Cunhaporanga; Apiaí; Três Córregos; Água Limpa.

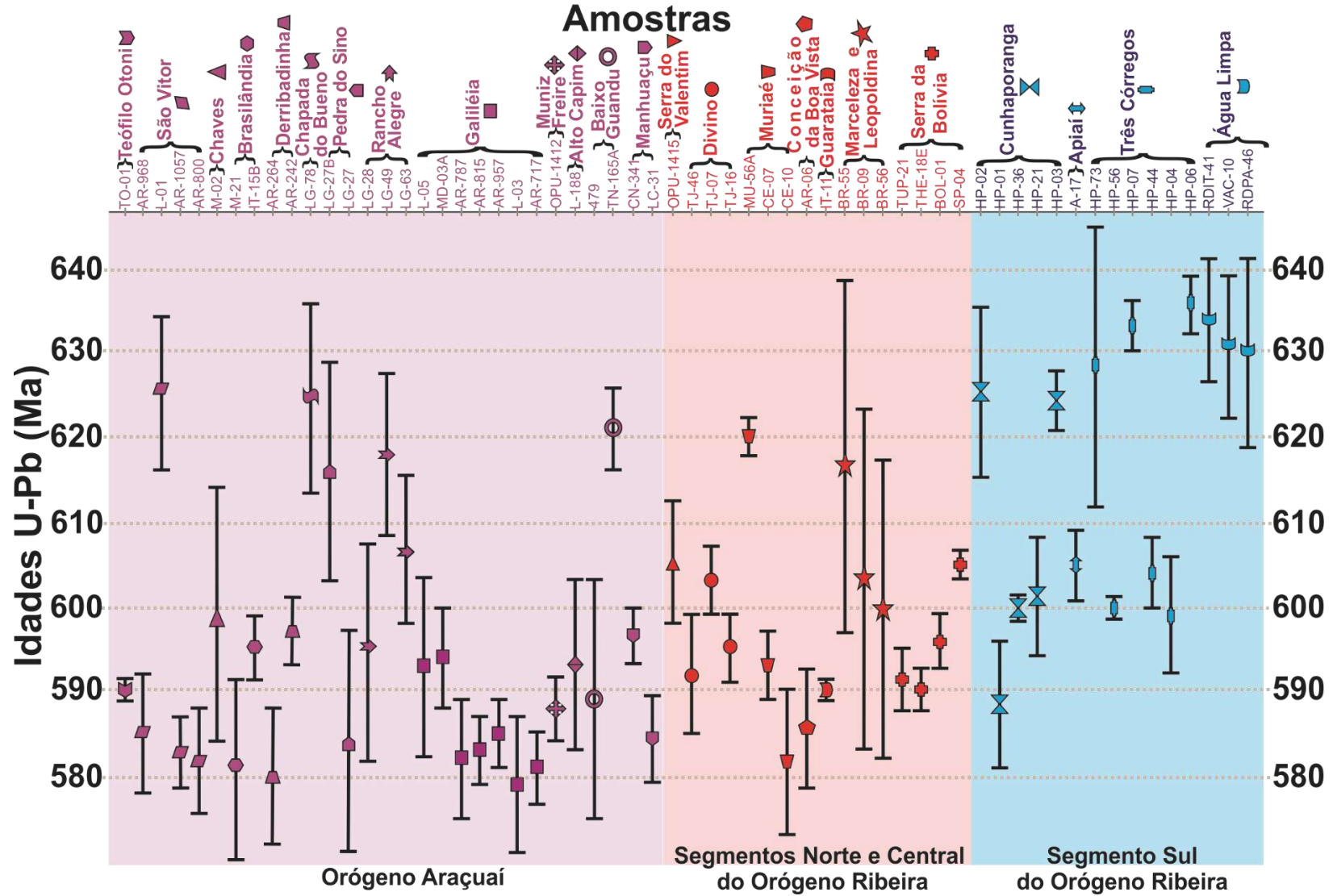
Analisando em maior detalhe o intervalo de tempo entre ca 600 a 570 Ma da figura 36, para as quatro amostras do Complexo Serra da Bolívia, que apresentam idades de cristalização U-Pb mais restritas (com erros analíticos menores) entre ca 599 a 570 Ma, apresentando assim uma boa correlação com as idades de cristalização (pré-colisionais) das unidades Topázio, Teófilo Otoni, São Vitor, Brasilândia, Derribadinha, Pedra do Sino, Bom Jesus da Vitória, Galiléia, Muniz Freire, Alto Capim, Baixo Guandu, Manhauçu, Divino, Muriaé, Conceição da Boa Vista, Guarataia, Cunhaporanga e Três Córregos.

Figura 34 - Idades U-Pb dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araucaí



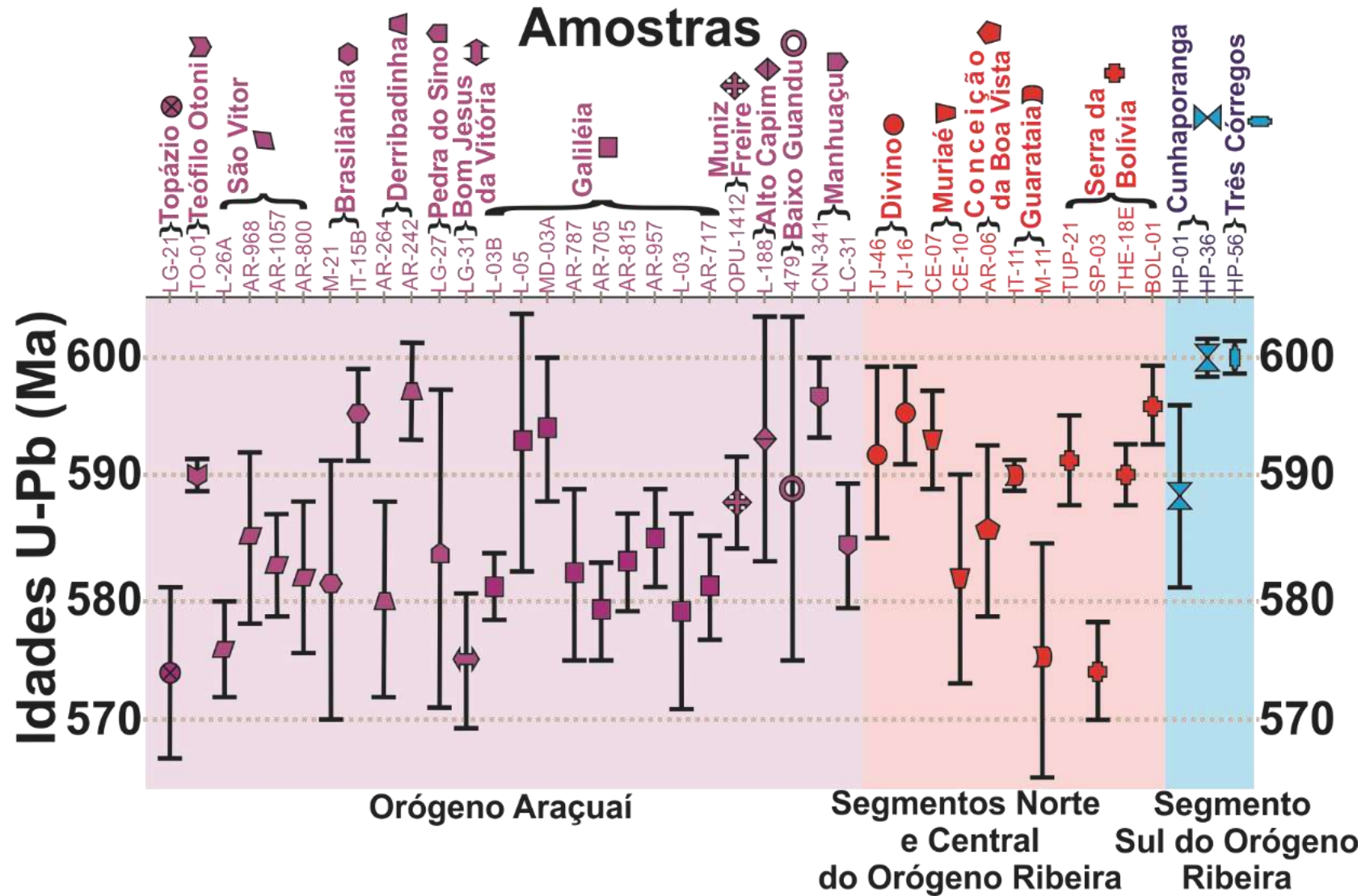
Fonte: O Autor, 2019 (fonte de dados vide quadro 5 - subitem 5.2 deste capítulo).

Figura 35 - Idades U-Pb, no intervalo de 580 a 640 (Ma), dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí



Fonte: O Autor, 2019 (fonte de dados vide quadro 5 - subitem 5.2 deste capítulo).

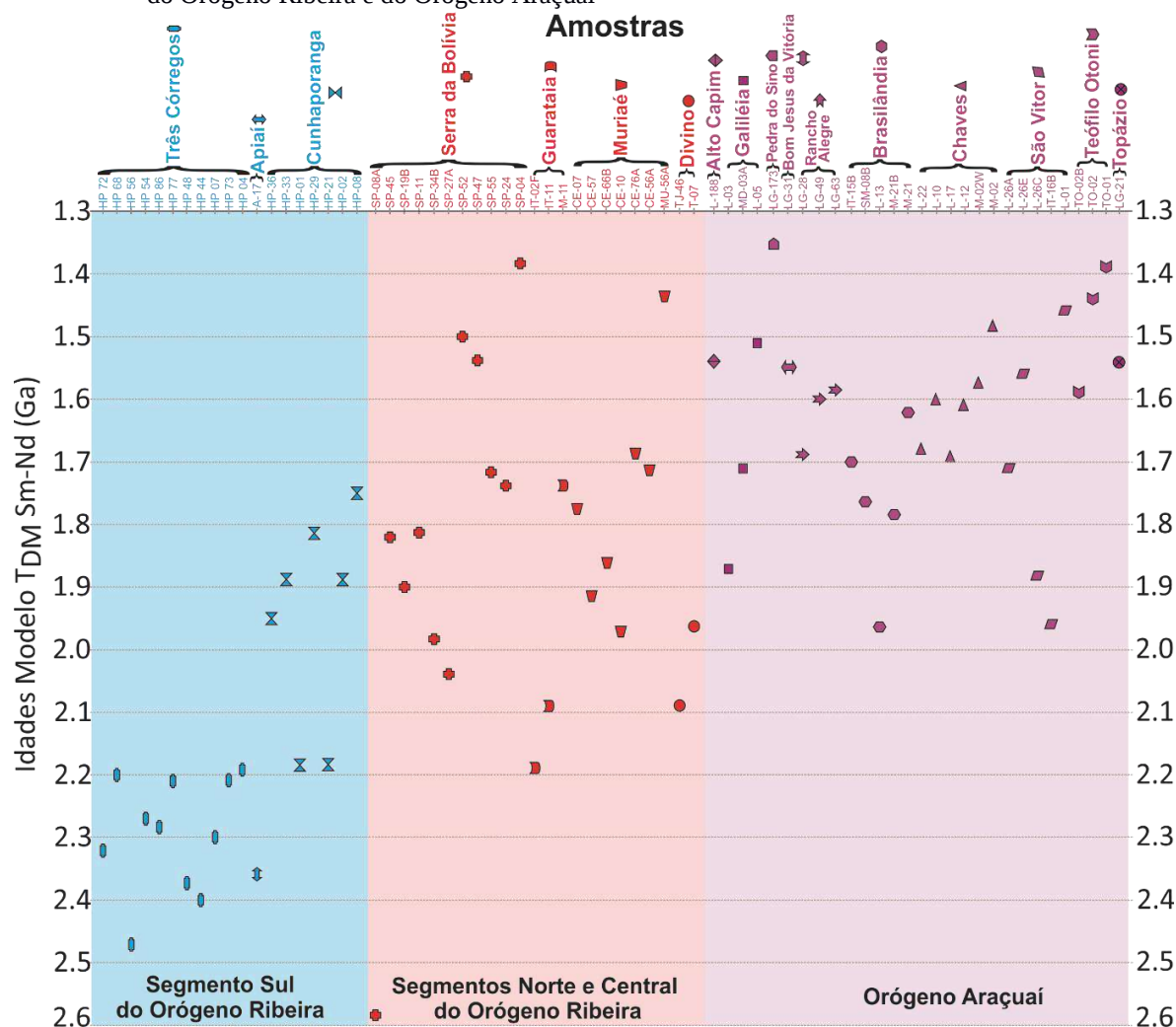
Figura 36 - Idades U-Pb, no intervalo de 570 a 600 (Ma), dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuai



Fonte: O Autor, 2019 (fonte de dados vide quadro 5 - subitem 5.2 deste capítulo).

As análises geoquímicas isotópicas, por rocha total, através da metodologia de Sm-Nd, estão disponíveis para comparação com os outros segmentos do Orógeno Ribeira e com o Orógeno Araçuaí, apenas para as rochas do Complexo Serra da Bolívia (figura 37), representado por dez amostras, cujas idades modelo T_{DM} variam entre 2.04 a 1.38 Ga e uma amostra anômala (SP-08A) com idade modelo T_{DM} de 2.58 Ga.

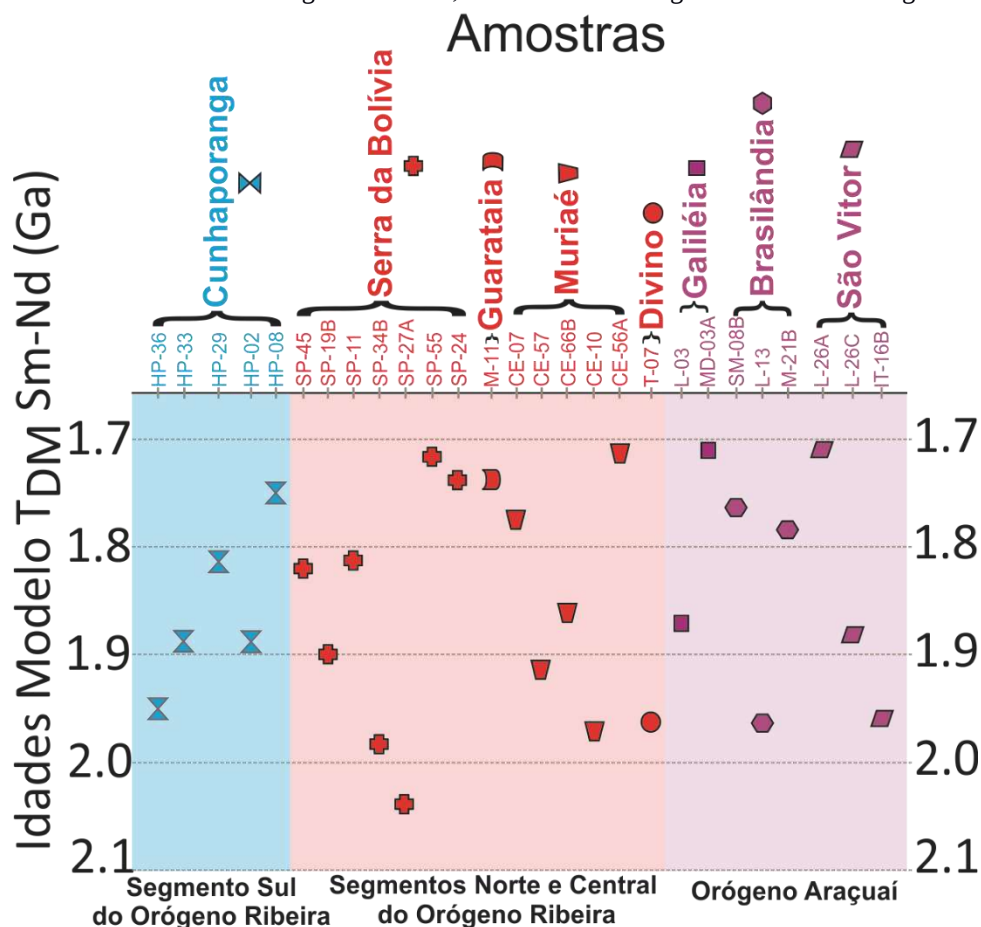
Figura 37 - Idades modelo T_{DM} Sm-Nd dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí



Fonte: O Autor, 2019 (fonte de dados vide quadro 5 - subitem 5.2 deste capítulo).

As idades modelo T_{DM} Sm-Nd dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí, foram separadas em duas figuras (figura 38 e 39) para uma visualização e uma análise mais detalhada, sendo a primeira figura (figura 38) com sete amostras do Complexo Serra da Bolívia com idades modelo T_{DM} entre 2.04 a 1.72 Ga, onde as correlações mais diretas são com os arcos magmáticos São Vitor, Brasilândia, Galiléia, Divino, Muriaé, Guarataia e Cunhaporanga.

Figura 38 - Idades modelo T_{DM} Sm-Nd, intervalo de 2.1 a 1.7 Ga, dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí



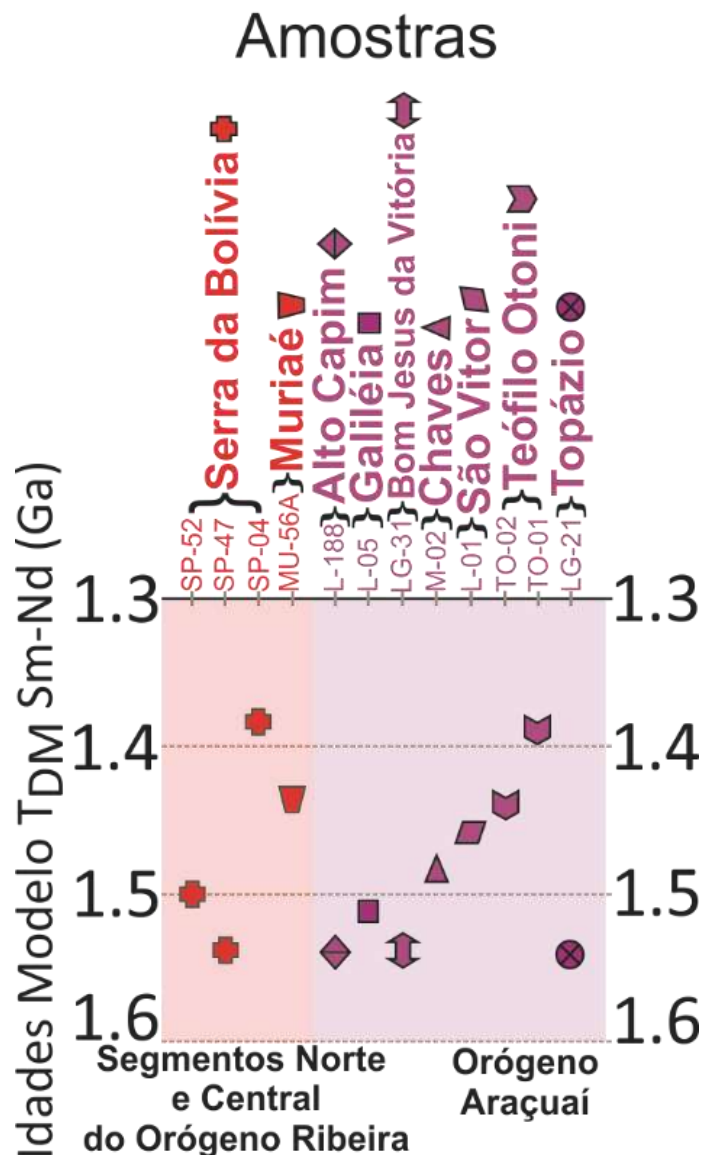
Fonte: O Autor, 2019 (fonte de dados vide quadro 5 - subitem 5.2 deste capítulo).

A figura 39, mostra idades modelo T_{DM} entre 1.54 e 1.38 Ga de três amostras, que são bastante semelhantes as idades modelo T_{DM} encontradas nas rochas intrusivas dos arcos magmáticos Topázio, Teófilo Otoni, São Vitor, Chaves, Bom Jesus da Vitória, Galiléia, Alto Capim e Muriaé.

As análises geoquímicas isotópicas realizadas por intermédio da metodologia Lu-Hf são apresentadas na figura 40. Devido à complexidade desta metodologia, foram encontrados na literatura para efeitos comparativos análises realizadas em apenas sete arcos magmáticos continentais, localizados apenas no segmento central e norte do Orógeno Ribeira e no Orógeno Araçuaí.

Estas rochas foram comparadas com análises realizadas em quatro amostras do stock Marceleza, que apresentaram idades modelo T_{DM} estimadas entre 1.72 a 1.30 Ga, quando comparadas com as análises disponíveis na literatura, esse intervalo de tempo é bastante similar ao encontrado para os arcos magmáticos Topázio, Chaves, Brasilândia, Pedra do Sino, Bom Jesus da Vitória, Rancho Alegre e Guarataia.

Figura 39 - Idades modelo T_{DM} Sm-Nd, no intervalo de 1.6 a 1.3 Ga, dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte e central do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí



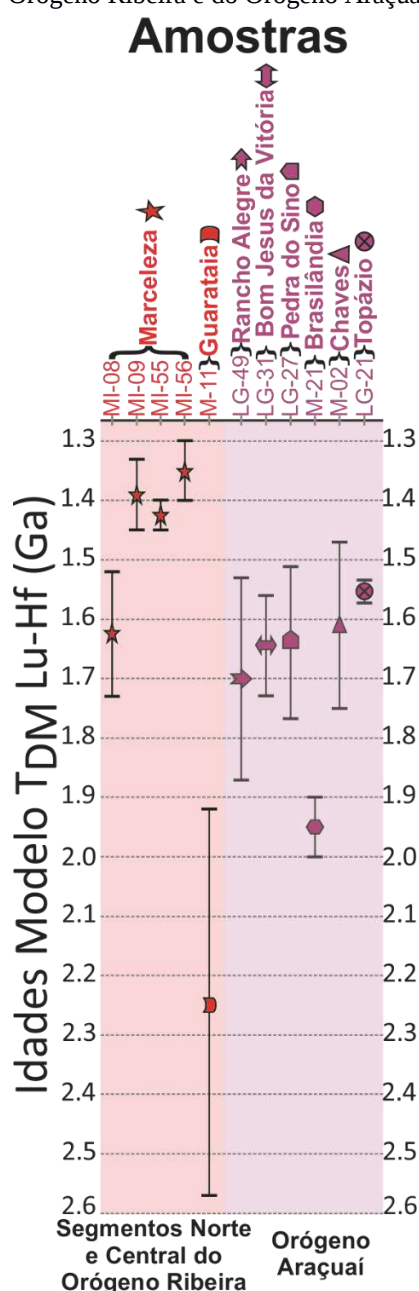
Fonte: O Autor, 2019 (fonte de dados vide quadro 5 - subitem 5.2 deste capítulo).

As assinaturas geoquímicas isotópicas de ϵNd e ϵHf para as rochas do arco magmático Marcelleza-Leopoldina-Serra da Bolívia mostram resultados semelhantes aos dados isotópicos dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí, como indicam os valores negativos de $\epsilon Nd(t)$ (-4.83 a -19.23) e de $\epsilon Hf(t)$ (-0.90 a -25.02) observados nos quadros 5 e 6.

Estes valores negativos de $\epsilon Nd(t)$ e de $\epsilon Hf(t)$, são características indicativas de que as gênese magmáticas dessas rochas são compatíveis com a evolução de arcos magmáticos maduros, relacionados aos ambientes de margens continentais ativas com o desenvolvimento de arcos magmáticos do tipo cordilheirano.

Desta forma a geração dos magmas primários não pode ser explicada através apenas de um único evento magmático, é provável então que tenha ocorrido o envolvimento de diversos processos de contaminações das fontes mantélicas por meio da assimilação/fusão parcial de rochas litosféricas crustais e/ou de rochas litosféricas oceânicas, assim como também poderiam envolver a mistura de outras diferentes fontes tanto crustais como mantélicas, episódios tectônicos estes diretamente relacionados a gênese dos arcos magmáticos continentais de margens ativas (ROGERS & SANTOS, 2004).

Figura 40 - Idades modelo T_{DM} Lu-Hf dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte e central do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuai



Fonte: O Autor, 2019 (fonte de dados vide quadro 5 - subitem 5.2 deste capítulo).

Quadro 6 - Idades modelo T_{DM} Sm-Nd e Lu-Hf, e respectivos $\epsilon_{(t)}$ para as rochas dos arcos magmáticos pré-colisionais nos segmentos norte, central e sul do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí

Plútons	Composições	Idade modelo T_{DM} (Nd)	$\epsilon_{Nd(t)}$	Idade modelo T_{DM} (Hf)	$\epsilon_{Hf(t)}$	Fonte
Topázio	granodiorito	1.54 Ga	-7.31	1.58 a 1.56 Ga	-6.50 a - 5.20	1
Teófilo Otoni	granito, granodiorito	1.59 a 1.39 Ga	-6.09 a -5.62	-	-	2
São Vitor	tonalito, granodiorito	1.96 a 1.46 Ga	-8.51 a -6.24	-	-	3
Chaves	enderbita, gabronorito, sienodiorito	1.69 a 1.48 Ga	-6.92 a -4.83	1.75 a 1.47 Ga	-9.66 a -4.31	4
Brasilândia	tonalito, granodiorito, gabro	1.96 a 1.63 Ga	-10.36 a -8.08	2.00 a 1.90 Ga	-14.89 a -12.30	5
Pedra do Sino	monzogranitos, tonalitos, granodioritos	1.36 Ga	-5.70	1.77 a 1.51 Ga	-10.20 a -5.50	6
Bom Jesus da vitoria	monzogranitos, tonalitos, enderbitos, granodioritos	1.55 Ga	-6.70	1.73 a 1.56 Ga	-9.30 a -6.10	7
Rancho Alegre	monzogranitos, tonalitos, granodioritos	1.68 a 1.59 Ga	-7.80 a - 6.50	1.87 a 1.53 Ga	-11.70 a -5.40	8
Galiléia	granodiorito, tonalito, diorito	1.87 a 1.51 Ga	-13.29 a -6.55	-	-	9
Alto Capim	monzogranito	1.54 Ga	-8.25	-	-	10
Divino	charnoquito	2.09 a 1.96 Ga	-10.06 a -10.02	-	-	11
Muriáé	granito, granodiorito	1.97 a 1.44 Ga	-13.59 a -8.23	-	-	12
Guarataia	granito, granodiorito	2.19 a 1.74 Ga	-12.97 a -12.52	2.57 a 1.92 Ga	-25.02 a -12.91	13
Marceleza Leopoldina	gabro, monzodiorito, quartzodiorito	-	-	1.73 a 1.30 Ga	-10.37 a -0.90	14
Serra da Bolívia	gabro, monzodiorito, quartzo-diorito, tonalito, granodiorito, granito, monzogranito, quartzomonzonito, quartzo-sienito	2.58 a 1.38 Ga	-11.10 a -5.50	-	-	15
Cunhaporanga	granodiorito, monzogranito	2.18 a 1.75 Ga	-13.63 a -11.19	-	-	16
Três Córregos	monzonito, sienogranito, monzogranito, granodiorito	2.47 a 2.19 Ga	-19.23 a -17.61	-	-	17
Apiáí	granito	2.36 Ga	-18.45	-	-	18

Fonte: 1- GONÇALVES *et al.*, 2016; 2- MARTINS *et al.*, 2004; 3- NOCE *et al.*, 2000; MARTINS *et al.*, 2004; GONÇALVES, 2009; MOUNDOU *et al.*, 2012; GONÇALVES *et al.*, 2014; GONÇALVES *et al.*, 2016; 4- TEDESCHI, 2013 e TEDESCHI *et al.*, 2016; 5- NOCE *et al.*, 2000; MARTINS *et al.*, 2004; TEDESCHI, 2013; TEDESCHI *et al.*, 2016; 6- GONÇALVES *et al.*, 2016; 7- GONÇALVES *et al.*, 2016; 8- GONÇALVES *et al.*, 2016; 9- NALINI Jr. *et al.*, 1997; NALINI Jr. *et al.*, 2000; GONÇALVES, 2009; MONDOU *et al.*, 2012; GONÇALVES *et al.*, 2014; 10- GONÇALVES, 2009; 11- NOVO, 2009 e NOVO *et al.*, 2010; 12- FIGUEIREDO, 2009 e TEDESCHI *et al.*, 2016; 13- NOCE *et al.*, 2000; MARTINS *et al.*, 2004; TEDESCHI, 2013; TEDESCHI *et al.*, 2016; 14- CORRALES, 2015; 15- HEILBRON *et al.*, 2013; 16- PRAZERES-FILHO *et al.*, 2003; 17- PRAZERES-FILHO *et al.*, 2003; 18- HACKSPACHER *et al.*, 2000.

Os dados que foram apresentados e discutidos neste capítulo (quadros 4, 5 e 6), mostram que as variações composicionais destes arcos magmáticos estão geneticamente relacionadas a suítes cálcio-alcalinas expandidas, provavelmente geradas em ambientes característicos de arcos magmáticos de margens continentais ativas. Estas definições são perfeitamente empregáveis e correlacionáveis com as descrições das rochas do arco magmático da Serra da Bolívia (incluindo os stocks Marceleza e Leopoldina), sugerindo uma conexão pré-colisional deste arco magmático com o arco do Rio Doce no Orógeno Araçuaí (figura 41).

Vários autores têm destacado a correlação e a conexão entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí, os interpretando como um único sistema orogênico, com características que variam de norte a sul devido às restrições tectônicas, como a idade da placa oceânica subduzida, a velocidade relativa da convergência e a largura da placa em subducção (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2011; HEILBRON *et al.*, 2013, 2017; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; NOVO, 2013; GONÇALVES *et al.*, 2018; CORRALES, 2015; TEDESCHI *et al.*, 2016; DEGLER *et al.*, 2017; ALKMIM *et al.*, 2017; NARDUZZI, 2018).

Diferenças podem ter surgido através da intervenção de diferentes blocos tectônicos envolvidos na subducção Neoproterozoica do oceano Adamastor, que provavelmente deveria ter sido mais extenso a sudoeste.

Tanto a presença do embasamento Paleoproterozoico quanto as características isotópicas de rochas continentais nos arcos magmáticos são peças chave nessas correlações, como sugerido pelos autores supracitados.

Em suma as seguintes semelhanças entre os arcos magmáticos da Serra da Bolívia-Marceiza-Leopoldina e do Rio Doce podem ser apontadas:

- a) As rochas dos arcos magmáticos continentais intrudiram as rochas metassedimentares de alto grau metamórfico, respectivamente dos Grupos Bom Jesus do Itabapoana/Paraíba do Sul e Rio Doce, com associações do embasamento Paleoproterozoico, respectivamente dos Complexos Quirino e Pocrane;
- b) Ambos arcos exibem rochas magmáticas com altos teores de Ba e Sr que evoluíram desde suítes mais velhas, menos contaminadas e menos silícicas, para variedades de granitoides de alto K mais maduros (figura 31);
- c) Prolongadas gerações de rochas, desde ca 650 Ma até ca 595 Ma para as rochas mais deformadas, e de ca 560 Ma para as rochas menos deformadas (figura 32 e 34), interpretadas como fases orogênicas desde a subducção à colisão;
- d) Os últimos estágios de geração das rochas magmáticas continentais são coincidentes com a superimposição metamórfica regional e com a deformação principal (figura 32);
- e) Os dados geoquímicos isotópicos de Lu-Hf e Sm-Nd produzem idades modelo T_{DM} predominantemente Mesoproterozoicas com valores ligeiramente a medianamente negativos de $\epsilon_{Hf(t)}$ e $\epsilon_{Nd(t)}$ (figuras 37 e 40 e quadros 5 e 6), que indicam vários graus de contaminação crustal.

Como enfatizado nas descrições das figuras 32, 34, 37 e 40 e nos quadros 4, 5 e 6, o intervalo de idades e as características litogeoquímicas de ambos arcos magmáticos (Serra da Bolívia e Rio Doce) confirmam suas idades contemporâneas e seus longos períodos de duração na gerações de rochas magmáticas, novamente abrangendo o período de subducção com o desenvolvimento de rochas de alta pressão na placa inferior.

Como previsto para os arcos magmáticos Marceleza-Leopoldina-Serra da Bolívia, mas válido também para o arco do Rio Doce da supersuíte G1, o processo de *slab roll-back* (figura 42) durante a subducção pode ser considerado para explicar a evolução litogeoquímica e o longo período de geração dessas rochas magmáticas, sobrepondo-se no tempo com o principal período de metamorfismo e deformação na placa superior. Narduzzi *et al.*, 2017 propuseram previamente essa hipótese para o batólito Galileia na supersuíte G1, baseado na coexistência de epidoto, granada (rica em grossularia) e mica branca como fases primárias. Esta assembleia mineral é consistente com a cristalização do magma sob pressões superiores a 0.8 GPa., em níveis crustais mais profundos que 25 km.

Como mencionado anteriormente, as assinaturas de alto Ba e Sr poderiam ser resultado da mistura de fluidos derivados dos metassedimentos na base do arco magmático com os magmas derivados da cunha do manto primário. A abundância de lentes de mármore dolomítico na bacia de ante-arco (*fore-arc*), dos Grupos metassedimentares do Bom Jesus do Itabapoana e Rio Doce, podem ser a origem dos elevados teores de Ba e Sr detectados nessas rochas magmáticas, nos últimos estágios relacionados à subducção.

Apesar da necessidade de uma maior quantidade de estudos comparativos. Predomina de forma geral o entendimento que esses arcos magmáticos continentais (pré-colisionais) encontrados na literatura e apresentados neste capítulo exibem características geológicas, litogeoquímicas, geocronológicas e geoquímicas isotópicas muito similares, o que corrobora nas correlações entre essas rochas plutônicas pré-colisionais nos diferentes segmentos do Orógeno Ribeira e do Orógeno Araçuaí. Mesmo que estes arcos magmáticos apresentem pequenas divergências entre eles, como por exemplo sutis diferenças geoquímicas e/ou petrológicas.

Analisando todo esse conjunto de dados apresentados e suas correlações geológicas (quadros 4 e 5), temporais (figuras 34 - U-Pb, 37 - Sm-Nd e 40 - Lu-Hf) e proximidades geográficas (figura 41) é possível interpretar que grande parte destes arcos magmáticos continentais pré-colisionais analisados, são possivelmente correlacionáveis e talvez de certa forma possam até ser entendidos como cogenéticos.

Estas conexões e correlações de certo modo já haviam sido propostas ao longos dos últimos anos por diversos autores como Figueiredo, 2009, Novo *et al.*, 2010, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, Heilbron *et al.*, 2013, 2017, Novo, 2013, Gonçalves *et al.*, 2014, 2016 e Tedeschi *et al.*, 2016, estendendo o arco magmático do Rio Doce até a região mais meridional do Orógeno Ribeira, como pode ser observado na figura 41.

5.3 Proposta de um modelo evolutivo geodinâmico na formação dos arcos magmáticos continentais do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira

Utilizando os dados obtidos para os arcos magmáticos Marceliza-Leopoldina e Serra da Bolívia, juntamente com os volumosos dados publicados sobre o arco do Rio Doce, como discutidos e apresentados nos subitens anteriores deste capítulo (quadros 4, 5 e 6). A unificação desses dados permitiu a proposição de um novo e abrangente modelo tectônico evolutivo (figura 42), no período entre ca 650 a 565 Ma, para as gêneses dos arcos magmáticos continentais do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira.

Este modelo tectônico inclui as possibilidades geodinâmicas elucidativas para a ocorrência contemporânea das rochas de arcos magmáticos de margens continentais ativas e das rochas básicas do tipo OIB, durante os múltiplos estágios tectônicos subductivos dos Orógenos Ribeira e Araçuaí. No contexto dos processos de subducções e colisões Neoproterozoicas, que culminaram na amalgamação do supercontinente Gondwana.

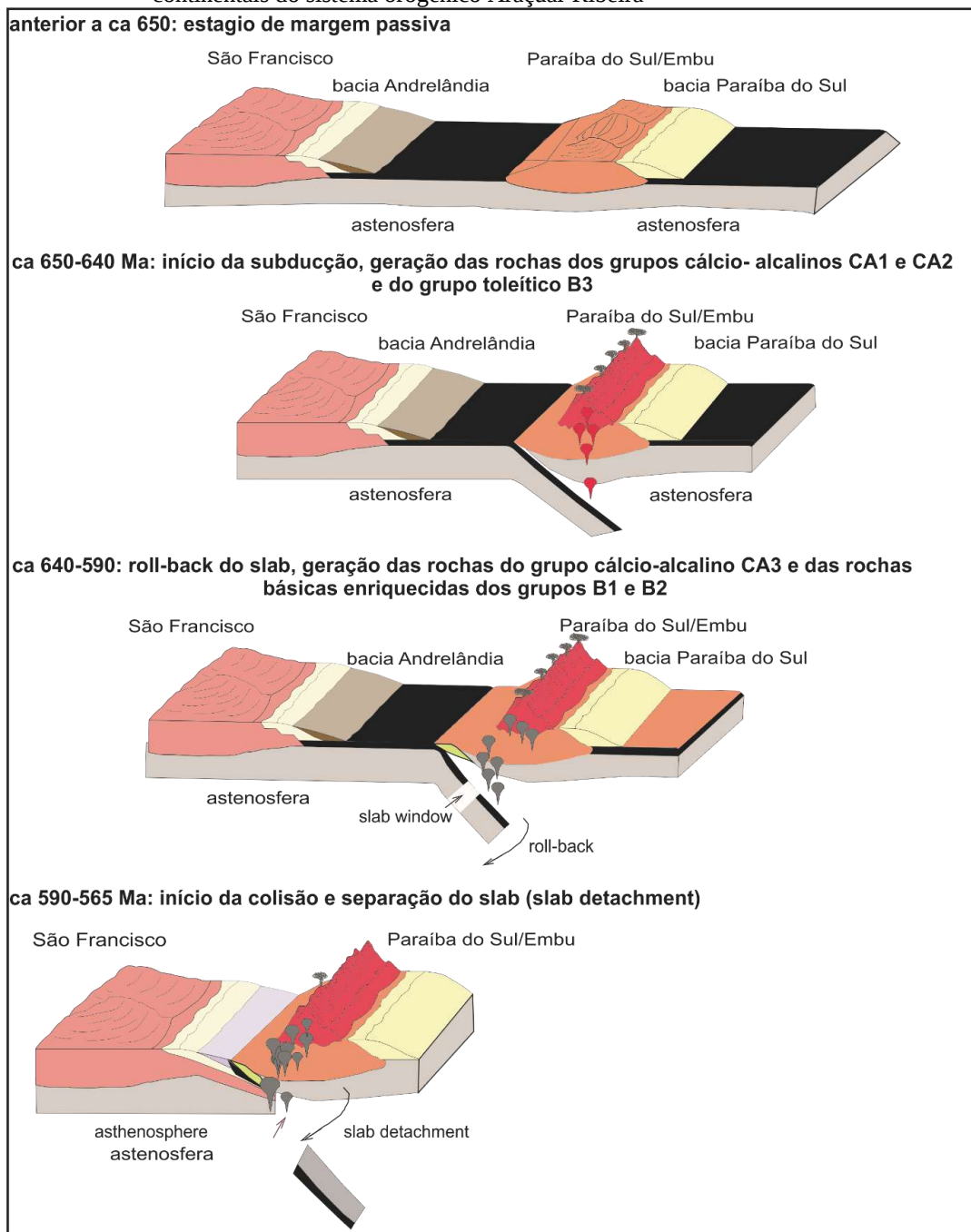
A ampla diversidade litogeoquímica das rochas intermediárias a félsicas e a grande variabilidade das rochas básicas associadas aos arcos magmáticos Marceliza-Leopoldina-Serra da Bolívia e Rio Doce, neste modelo evolutivo proposto, são indícios sugestivos da existência de uma evolução tectônica complexa e dinâmica para nesses sistemas orogênicos.

Esses complexos sistemas de subducção, possivelmente envolveram diversos mecanismos para que decorressem as evoluções litogeoquímicas e o enriquecimento dessas fontes magmáticas, tais como; o processo de *slab roll-back*; a subducção das rochas das bacias do ante-arco (*fore-arc*); o influxo da astenosfera ascendente associada ao processo de *slab-window* (com ruptura da placa e subducção da crista) antes mesmo da colisão.

Os mecanismos atuantes durante a subducção, também podem ser considerados no esclarecimento do longo período de geração dessas rochas magmáticas e na sobreposição temporal do principal período metamórfico e deformacional que ocorre nas placas superiores.

Inicialmente no período entre ca 650 a 640 Ma (figura 42), ocorre a subducção da placa oceânica com a geração das rochas dos grupos geoquímicos cálcio-alcálicos CA1 e CA2 e do grupo toleítico B3, que possivelmente é equivalente ao grupo TH do arco da Serra da Bolívia, de forma contemporânea aos plútons detectados mais a norte no arco do Rio Doce. Com paragêneses de altas pressões e temperaturas desenvolvidas simultaneamente, respectivamente nas placas inferiores e superiores.

Figura 42 - Modelo tectônico evolutivo e geodinâmico na formação dos arcos magmáticos continentais do sistema orogênico Araçuai-Ribeira



Fonte: Modificado de PEIXOTO *et al.*, 2017.

O intervalo de tempo subsequente entre ca 640 a 620 Ma, é quando ocorre o recuo da placa em subducção (*roll-back*), resultando na ressurgência da astenosfera e nas fusões tanto do manto litosférico subcontinental como da base do arco magmático na placa superior. Neste cenário tectônico, com o aumento das temperaturas, os fluidos oriundos dos sedimentos subductados da bacia de ante-arco (*fore-arc*) proporcionaram a geração das rochas com altos teores de Ba e Sr do grupo CA3.

Já entre ca 620 até 590 Ma o influxo da astenosfera relacionada à quebra do placa (*slab*), ou ao *slab-window* antes da quebra, é contemporâneo com a subducção dos metassedimentos carbonáticos da bacia de ante-arco e assim estabelecem a fonte genética necessária para a formação das rochas do tipo OIB dos grupos toleíticos B1 e B2. Este período de ca 640 a 590 Ma marcou o início da colisão e o pico da geração dos granitoides cálcio-alcalinos no arco do Rio Doce, do sistema orogênico Araçuaí (figura 42).

Por fim o período sin-colisional ocorre entre ca 590 a 565 Ma (figura 42), e é marcado pela geração, em ambos Orógenos (Araçuaí e Ribeira), de rochas granitoides e sieníticas.

CONCLUSÕES

Os novos dados de geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Lu-Hf nas rochas dos stocks Marceleza e Leopoldina apresentados nesta tese, indicam idades de cristalização (U-Pb) entre ca 650 a 600 Ma com superimposição metamórfica de alto grau entre ca 593 a 582 Ma (quadro 5 e 6). Confirmando que o evento metamórfico de alta temperatura, em fácies granulito, foi contemporâneo à granitogênese sin-colisional neste segmento do Orógeno Ribeira (HEILBRON *et al.*, 2017). Nas rochas mais antigas dos stocks Marceleza e Leopoldina foram encontrados alguns zircões herdados de idade Toniana (quadro 6), sugerindo que o desenvolvimento desse sistema de arco magmático continental poderia ter iniciado prematuramente.

As assinaturas isotópicas de Lu-Hf (quadro 6) em zircões ígneos, produzem idades modelo T_{DM} Mesoproterozoicas entre ca 1.70 a 1.38 Ga, com valores de $\epsilon Hf(t)$ variando de ligeiramente negativos (-0.9 a -3.75) a medianamente negativos (-10.4), indicando variáveis graus de contaminação crustal. As rochas intermediárias a félsicas (grupos geoquímicos CA1, CA2 e CA3) definem uma série cálcio-alcálica a álcali-cálcica, com altos teores de Ba e Sr de acordo com parâmetros definidos por Tarney & Jones, 1994 e por Fowler *et al.*, 2008. Essas características litogeoquímicas (altos teores de Ba e Sr) juntamente com as idades modelo T_{DM} Mesoproterozoicas e as assinaturas isotópicas de $\epsilon Hf(t)$ com valores negativos, são indicativos que este magmatismo foi desenvolvido em margens continentais ativas. A idade de cristalização de ca 644 Ma (quadro 5) obtida para o monzonito com alto teor de Ba e Sr do grupo CA2 (LE-387), confirma a evolução deste arco magmático ao longo do tempo deslocando gradualmente sua composição para rochas mais ácidas.

Durante o início da colisão, a subducção da margem passiva do Cráton do São Francisco possivelmente também envolveu a subducção das rochas metassedimentares do prisma acrescionário e da bacia de ante-arco (*fore-arc*). Dessa forma a desidratação dessas coberturas sedimentares podem ter contribuído para o influxo de fluidos enriquecidos em Ba e Sr no manto astenosférico, acarretando em assinaturas isotópicas crustais (Nd e Sr) e com altos teores de K, Ba e Sr (HALLA *et al.*, 2009). Neste tipo de ambiente tectônico a geração de rochas com elevados teores de Ba e Sr, podem ser explicadas devido a subducção dos metassedimentos ricos em carbonatos, onde ocorre a substituição do Ca por Sr, a ocorrência dos metassedimentos carbonáticos na bacia de ante-arco (*fore-arc*) dos Grupos Paraíba do Sul e Bom Jesus do Itabapoana corroboram com essa hipótese.

Enquanto que os elevados teores de Ba podem estar relacionados à produtividade biológica e/ou a processos hidrotermais (FOWLER *et al.*, 2008, HEILIMO *et al.*, 2010, MOYEN & LAURENT *et al.*, 2018). Outra possibilidade para o influxo dos fluidos enriquecidos em Ba e Sr, é que durante o estágio pré-colisional da orogênese ocorra o rompimento da placa (*slab*) em subducção (*roll-back*), resultando na ressurgência do manto astenosférico e na fusão parcial do manto litosférico subcontinental enriquecido, originando um magmatismo com elevados teores de Ba e Sr (HEILIMO *et al.*, 2010).

No entanto, se um *slab-window* se formar, por exemplo através da subducção da crista estendida a hidratação do manto litosférico diminui e portanto o magmatismo do arco também diminui, e este pode até mesmo acabar sendo substituído por um magmatismo basáltico do tipo MORB e/ou do tipo OIB, intrudindo preferencialmente a região da bacia de ante-arco (*fore-arc*) próximo a fossa (WINDLEY & XIAO, 2018).

Através dos intervalos das idades (U-Pb), das assinaturas litogeoquímicas e isotópicas, das deformações, das superimposições metamórficas (incluindo refusão e reabsorção) e da relação com as rochas encaixantes metassedimentares de alto grau metamórfico, é proposto que o *slab roll-back* da placa oceânica em subducção ocorreu durante geração desse magma. Este processo resultou na extensão da região da bacia de ante-arco, induzindo a fusão do manto litosférico subcontinental, explicando as assinaturas enriquecidas para as rochas básicas.

As rochas básicas toleíticas a transicionais foram subdivididas em três grupos litogeoquímicos, B1, B2 e B3. Os grupos B1 e B2, estão presentes até o momento apenas no stock Marceleza e apresentam assinaturas geoquímicas enriquecidas em Rb, *LREE* e *HFSE*, essas características são sugestivas do envolvimento do manto litosférico subcontinental, de caráter enriquecido, na gênese destas rochas (figura 31).

Os grupos B1 e B2 apresentam idades de cristalização U-Pb entre ca 618 a 600 Ma e superimposição metamórfica de alto grau e/ou reabsorção magmática ocorrendo entre ca 578 e 574 Ma (quadro 6), são dados coincidentes com a geração das rochas metagabroicas no arco magmático da Serra da Bolívia (HEILBRON *et al.*, 2013). Já o grupo B3 é encontrado apenas no stock Leopoldina e mostra assinaturas litogeoquímicas típicas de ambientes convergentes (IAT - CAB), com idades de cristalização U-Pb de ca 650 Ma (quadro 6), definindo assim a idade mais antiga detectada para esse sistema de arcos incluindo o arco do Rio Doce.

A identificação de rochas básicas (OIB) com assinaturas litogeoquímicas enriquecidas nos sistemas de arcos magmáticos tornou-se recorrente na literatura. Revelando a complexidade dos processos envolvidos nestes ambientes magmáticos, principalmente devido as mudanças nas condições tectônicas que frequentemente ocorrem nos ambientes convergentes.

Fenômenos geodinâmicos como o *slab roll-back*, as mudanças de ângulo da subducção, a subducção de diferentes materiais da placa oceânica, bem como mudanças na velocidade da convergência, poderiam desempenhar papéis importantes na origem da diversidade magmática ao longo das margens convergentes (THORKELSON & TAYLOR *et al.*, 1989, THORKELSON, 1996; THORKELSON & BREITSPRECHER, 2005; SISSON *et al.*, 2003; THANG *et al.*, 2012; LI *et al.*, 2015; WINDLEY & XIAO, 2018).

Os novos dados apresentados nesta tese, podem ser comparados com exemplos internacionais de magmatismos básicos do tipo "intraplaca" em ambientes de arcos magmáticos continentais, resultantes dos processos de *roll-back* da placa ou do *slab-window*, assim como da inserção da astenosfera na cunha mantélica em zonas de supra-subducção.

Os exemplos destes tipos de magmatismos podem ser encontrados no sul dos Andes (COIRA *et al.*, 2009), no cinturão vulcânico Trans-Mexicano Ocidental (FERRARI *et al.*, 2001), em basaltos enriquecidos do Oligoceno na Costa Rica (REGAN & GILL, 1989), na bacia de retro-arco (*back-arc*) dos arcos continentais Cretáceos no nordeste da China (SUN *et al.*, 2018) e no magmatismo do Cretáceo superior-Paleogeno inicial das bacias de ante-arco (*fore-arc*) da ilha de Hokaido no Japão (IKEDA & GOTO, 2018).

Ao final da caracterização geológica, litogeoquímica, geocronológica e geoquímica isotópica, analisando e correlacionando todo esse conjunto de dados apresentados nesta tese para as rochas dos stocks Marceleza e Leopoldina e do Complexo Serra da Bolívia. Foi interpretado que essas rochas (stocks Marceleza e Leopoldina e o Complexo Serra da Bolívia) são cogenéticas e características da fase pré-colisional de arcos magmáticos continentais, formando um único sistema magmático denominado de arco da Serra da Bolívia.

Esse sistema magmático tem início com a conversão da margem (passiva) oeste do Terreno Paraíba do Sul/Embu em um ambiente tectônico ativo, entre ca 650 a 620 Ma (figura 42), desenvolvendo então o arco magmático continental da Serra da Bolívia (incluindo os stocks Marceleza e Leopoldina), intrudindo tanto o embasamento Paleoproterozoico como as sucessões Neoproterozoicas deste terreno (HEILBRON *et al.*, 2013, 2017).

Outras sequências de rochas plutônicas com características litogeoquímicas e geocronológicas semelhantes ao arco da Serra da Bolívia, e descritas como arcos magmáticos de margens continentais ativas durante no final do Neoproterozoico, são encontrados a norte da região estudada, abrangendo os Estados do Espírito Santo e de Minas Gerais (figura 41), essas rochas são agrupadas no arco magmático do Rio Doce do Orógeno Araçuaí (NOCE *et al.*, 2006; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2008, 2011; FIGUEIREDO, 2009; NOVO *et al.*, 2010; NOVO, 2013; TEDESCHI *et al.*, 2016; GONÇALVES *et al.*, 2016, 2018).

A correlação e a conexão entre os arcos magmáticos pré-colisionais dos Orógenos Ribeira e Araçuaí (Serra da Bolívia e Rio Doce), já havia sido proposta por autores como Figueiredo, 2009, Novo *et al.*, 2010, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, Heilbron *et al.*, 2013, 2017, Novo, 2013, Gonçalves *et al.*, 2014, 2016 e Tedeschi *et al.*, 2016. Essas correlações propostas citadas juntamente com os dados debatidos nesta tese, criam condições para as discussões sobre a possível expansão de uma conexão pré-colisional entre esses dois sistemas orogênicos (Ribeira e Araçuaí), possibilitando a extensão do arco do Rio Doce até a região mais meridional do Orógeno Ribeira (FIGUEIREDO & CAMPOS-NETO, 1993; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001, 2011; HEILBRON *et al.*, 2013, 2017; TEDESCHI *et al.*, 2016; DEGLER *et al.*, 2017).

Autores como Janasi *et al.*, 2009, Alves *et al.*, 2013, Heilbron *et al.*, 2013, 2017, Vinagre *et al.*, 2014 e Toledo *et al.*, 2018, também já haviam alvitado a conectividade e a correlação entre esses arcos magmáticos para terrenos mais ao sul desse sistema orogênico. Relacionando o arco da Serra da Bolívia, e consequentemente o arco do Rio Doce, com o arco magmático de características semelhantes, do Socorro no Terreno Embu, localizado no segmento sul do Orógeno Ribeira (figura 33).

Para a comprovação dessa possível correlação e integração entre os arcos magmáticos do Rio Doce e da Serra da Bolívia com o arco do Socorro, faltava até então a descrição de uma conexão entre esses segmentos no Terreno Paraíba do Sul/Embu, que foi apresentada nesta tese através dos stocks Marceliza e Leopoldina.

A associação entre esses três relevantes arcos magmáticos (Rio Doce, Serra da Bolívia e Socorro) da Província Mantiqueira, delimita uma enorme zona de subducção vinculada a um prolongado e complexo arco magmático continental, com aproximadamente 1.500 km de extensão ao longo do segmento central do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira-Apiaí. Suscitando por conseguinte, individualizar e delimitar um novo terreno tectônico na organização estrutural desse sistema orogênico, o Terreno Central.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; WHITTINGTON, A. G. Tectônica Quebra-Nozes e a Gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios, RJ. *Boletim de Resumos...* Búzios, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RJ/ES, 2003. p. 40-43.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P. & WHITTINGTON, A. G. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, v. 149, p. 43-63, 2006.
- ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, v. 15, 2007.
- ALKMIM, F. F.; KUCHENBECKER, M.; REIS, H. L. S.; PEDROSA-SOARES, A. C. The Aracuaí belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Switzerland, Springer International Publishing, p. 255-276, 2017. doi.org/10.1007/978-3-319-01716565-0.
- ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969. Salvador, BA. *Anais...* Salvador, BA: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo BA/SE, 1969. p. 29-46.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B. B. de; FUCK, R. A. As províncias estruturais do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977. *Boletim Especial* [S.l.], Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. 12p.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B. B. de; FUCK, R. A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 378.
- ALMEIDA, F. F. M. Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais: Síntese dos conhecimentos. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., 1993. Salvador, BA. *Anais...* Salvador, BA: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo BA/SE, 1993, p. 256-259.
- ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1998. Belo Horizonte, MG. *Anais...* Belo Horizonte, MG: Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo MG, 1998. v. 1. p. 32.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolutions of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, v. 50, p. 77-111, 2000.

ALVES, A.; JANASI, V. A.; CAMPOS-NETO, M. C.; HEAMAN, L.; SIMONETTI, A. U-Pb Geochronology of the granite magmatism in the Embú Terrane: implications for the evolution of the Central Ribeira belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, v. 230, p. 1-12, 2013. doi: [10.1590/2317-4889201620160034](https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160034).

ANDERSEN, T.; ANDERSSON, U. B.; GRAHAM, S.; ÅBERG, G.; SIMONSEN, S. L. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, v. 166, p. 233-247, 2009.

ANDREIS, R. R.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. Ciclos Depositionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul) 1:250.000. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989. Rio de Janeiro, RJ. *Resumos...* Rio de Janeiro, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RJ, 1989a. p. 97-98.

ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. Caracterização preliminar de Ciclos Depositionais Proterozóicos do Sudeste de Minas Gerais (Folhas Barbacena e Divinópolis, 1:250.000). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989. Rio de Janeiro, RJ. *Resumos...* Rio de Janeiro, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RJ, 1989b. p.101-102.

BABINSKI, M.; CHEMALE Jr. F.; HARTMANN, L. A.; SCHMUS, W. R. V.; SILVA, L. C. Juvenile accretion at 700-750 Ma in Southern Brazil. *Geology* 24, v. 5, p. 439-442, 1996.

BASEI, M. A. S.; FRIMMEL, H. E.; NUTMAN, A. P.; PRECIOZZI, F. West Gondwana amalgamation based on detrital ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Journal of the Geological Society of London*, v. 294, p. 239-256, 2008.

BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1984. p. 63-114. doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. D.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan-African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, v. 3, p. 155-166, 1999.

BRITO NEVES, B. B. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 1, p. 33, 2003.

BÜHN, B.; PIMENTEL, M. M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. L. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (L-C-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 81, p. 99-114, 2009.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, South-eastern Brazil. *Journal of South America Earth Science*, v. 8, n. 2, p. 143-162, 1995.

CAMPOS NETO, M. C. Orogenic system from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.

G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro, RJ. *Anais...* Rio de Janeiro, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RJ, 2000. p. 335-365.

CAMPOS NETO, M. D. C.; BASEI, M. A. S.; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, G. A. J.; VASCONCELOS, P. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Série Científica*, v. 4, n.1, p. 13-40, 2004.

CAMPOS NETO M. C.; CABY R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints. *Tectonics*, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000. doi.org/10.1029/1999TC900065.

CARVALHO, J. B.; PEREIRA, L. M. M. Petrografia, Relatório Integrado Etapa 1, folhas SE.24-V, SE.23-Z, SE.24-Y (partes), Estado de Minas Gerais, Escala 1:500.000 (93 p.). In: PROJETO LESTE. Belo Horizonte: CPRM-CODEMIG (Eds.), 2000. p. 335-365.

CHEMALE, F.; KAWASHITA, K.; DUSSIN, I. A.; ÁVILA, J. N.; JUSTINO, D.; BERTOTTI, A. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 84, p. 275-295, 2012. doi.org/10.1590/S0001-37652012005000032.

COIRA, B.; KIRSCHBAUM, A.; HONGN, F.; PÉREZ, B.; MENEGATTI, N. Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 28, n. 4, p. 374-382, 2009. [doi: 10.1016/j.jsames.2009.04.007](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.007).

CORDANI, U. G.; DELHAL, J.; LEDENT, D. Orogeneses Superposées dans Le Precambrien du Brésil Sud-Orientak (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 3, p. 1-22, 1973.

CORDANI, U. G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. Crustal evolution of the South American Plataform. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America, INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro, RJ. *Anais...* Rio de Janeiro, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RJ, 2000. p. 19-40.

CORDANI, U. G.; COUTINHO, J. M. V.; NUTMAN, A. P. Geochronological constraints on the evolution of the Embú Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 903-910, 2002.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; D'AGRELLA, M. S. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, v. 6, n. 2, p. 275-284, 2003.

CORFU, F.; HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O.; KINNY, P. Atlas of zircon textures. In: HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O. (Eds.). *Zircon Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Washington: Mineralogical Society of America, 2003. v. 53, n. 1, p. 469-500.

CORRALES, F. F. P. *Geologia e Geocronologia do Complexo Marceleza: Vestígios de um arco magmático cordilheirano no Terreno Paraíba do Sul, no limite entre os Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais*. 2015. 147f. Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. *The Interpretation of Igneous Rocks*. 5. ed. London: George, Allen and Unwin Hyman Ltd., 1979.

DEGLER, R.; PEDROSA-SOARES, A. C.; DUSSIN, I.; QUEIROGA, G.; SCHULZ, B. Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuaí-Ribeira orogenic system, Brazil: hints for Western Gondwana assembly. *Gondwana Research*, v. 51, p. 30-50, 2017.

DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M. Geologia da Região de Juiz de Fora e Matias Barbosa (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994. Camboriú, SC. *Boletim de Resumos Expandidos...* Camboriú, SC: SBG, 1994. v.2, p. 88-90.

DUARTE, B. P. *Evolução Tectônica dos Ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na Região de Juiz de Fora: Geologia, Petrologia e Geoquímica*. 1998. 284f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1998.

DUARTE, B. P.; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO, M. C. Granulite/charnockite from the Juiz de Fora Domain, central segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 358-362, 2000.

DUARTE, B.; HEILBRON, M.; NOGUEIRA, J. R.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO, L. G.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J. C. H.; GUIA, C. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. In: PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. (coord.). *Projeto Sul de Minas*. Belo Horizonte: COMIG/SEME, 2003. v. 1, cap. 6, p. 153-258.

DUARTE B. P.; VALENTE, S. C.; CAMPOS NETO, M. C. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: an Archean to Paleoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African orogeny. *Gondwana Research*, v. 7, p. 437-450, 2004.

DUARTE, B. P. Geologia e Recursos Minerais da Folha Itaperuna SF. 24-V-C-I, Estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM: Mapa Geológico, série Geologia do Brasil, v. 1, 2012. 138 p. Escala 1:100.000.

DUSSIN, T. M. A tectônica extensional paleoproterozóica na borda sudeste do Cráton do São Francisco (SE, Brasil): geoquímica e petrologia das meta-ígneas. *Geonomos*, v. 8, p. 63-68, 2000.

EBERT, H. *A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes*. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1957. p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).

EBERT H. Os Paraíbaes entre São João del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraíbaes e Araxaídes. *Publicação 12*, v. 1, p. 72-103, 1984.

- EBERT, H. D.; CHEMALE, F.; BABINSKI, M.; ARTUR, A. C.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic setting and U-Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics*, v. 15, n. 2, p. 688-699, 1996.
- EIRADO, L. G.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 426-436. 2006.
- FAURE, G. *Princípios de Geologia isotópica*. Cambridge: Cambridge University Press, 1986.
- FERRARI, L.; FRANCALANCI, L.; PETRONE, C. M. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology*, v. 29, n. 6, p. 507-510, 2001.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M. C. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65, n. 1, p. 63-81, 1993.
- FIGUEIREDO, C. M. S. *O arco magmático brasileiro na conexão entre os orógenos Araçuaí e Ribeira*. 2009. 104f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.
- FONSECA, A. C. *Esboço Geocronológico da Região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro*. 1994. 186f. Tese (Doutorado) - Departamento de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- FONSECA, A. C. Fragmento tectônico Cabo Frio: aspectos de campo, petrografia e geoquímica. *Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ*, n. 17, p. 109-131. 1994.
- FOWLER, M. B.; KOCKS, H.; DARBYSHIRE, D. P. F.; GREENWOOD, P. B. Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, v. 105, p. 129-148, 2008.
- FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, 2001.
- GEBAUER, D.; GRUNENFELDER, M. U-Pb Zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks; example: Müncherg Gneiss Massif, northeast Bavaria. *Earth Planetary Science Letters*, v. 42, p. 35-44, 1979.
- GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V. A.; CAMPANHA, G. A. C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI Jr. L. M. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Corregos Batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 45-50, 2000.
- GRADIM, C.; RONCATO, J.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CORDANI, U.; DUSSIN, I.; ALKMIM, F.; QUEIROGA, G.; JACOBSON, T.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, p. 155-180, 2014.

GONÇALVES, M. L.; FIGUEIREDO, M. C. H. Geoquímica dos Anfíbolitos de Santana do Garambéu (MG): Implicações sobre a Evolução do Grupo Andrelândia. *Geochimica Brasiliensis*, v. 6, n. 2, p. 127-140, 1992.

GONÇALVES, L. E. S. *Características gerais e história deformacional da Suíte Granítica G1, entre Governador Valadares e Ipanema, MG*. 2009. 112f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2009.

GONÇALVES, L.; FARINA, F.; LANA, C.; PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F.; NALINI Jr. H. A. New U-Pb ages and lithochemical attributes of the Ediacaran Rio Doce magmatic arc, Araçuaí confined orogen, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 52, p. 129-148, 2014.

GONÇALVES, L.; ALKMIM, F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; DUSSIN, I. A.; VALERIANO, C. M.; LANA, C.; TEDESCHI, M. F. Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil. *Gondwana Research*, v. 36, p. 439-458, 2016. doi.org/10.1016/J.GR.2015.07.015.

GONÇALVES, L.; ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A.; GONÇALVES, C. C.; VIEIRA, V. From the plutonic root to the volcanic roof of a continental magmatic arc: a review of the Neoproterozoic Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *International Journal of Earth Science*, v. 107, p. 337-358, 2018.

GOSCOMBE, B.; HAND, M.; GRAY, D. R. Structure of the Kaoko Belt. Namibia: progressive evolution of a classic transpressional orogen. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 1049-1081, 2003.

GOSCOMBE, B.; GRAY, D. R.; ARMSTRONG, R. A.; HAND, M.; MAWBY, J. Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia. *Precambrian Research*, v. 140, p. 1-4, 2005.

GRADIM, C.; RONCATO, J.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CORDANI, U.; DUSSIN, I.; ALKMIM, F.; QUEIROGA, G.; JACOBSON, T.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, n. 1, p. 155-180, 2014.

GRAY, D. R.; FOSTER, D. A.; MEERT, D.; GOSCOMBE, B. D.; ARMSTRONG, R.; TROUW, R. A. J.; PASSCHIER, C. W. A Pan-African Damara Orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 294, p. 257-278, 2008. doi.org/10.1144/SP294.14.

HACKSPACKER, P. C.; DANTAS, E. L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A. H.; OLIVEIRA, M. A. F. Evidence of Neoproterozoic back arc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000. doi.org/10.25249/0375-7536.2000301110114.

HALLA, J.; VAN HUNEN, J.; HEILIMO, E.; HÖLTÄ, P. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, v. 174, p. 155-162, 2009.

HARGROVE, U. S.; STERN, R. J.; KIMURA, J. I.; MANTON, W. I.; JOHNSON, P. R. How juvenile is the Arabian–Nubian Shield? Evidence from Nd isotopes and pre-Neoproterozoic inherited zircon in the Bi'r Umq suture zone, Saudi Arabia. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 252, p. 308-326, 2006.

HARLEY, S. L. The origin of granulites. A metamorphic perspective. *Geological Magazine*, v. 126, p. 215-240, 1989.

HARLEY, S. L.; KELLY, N. M.; MÖLLER, A. Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, v. 3, p. 25-30, 2007.

HARKER, A. *The Natural History of Igneous Rocks*. London: Methuen, 1909. 38p.

HEILBRON, M.; CHRISPIM, S. J.; ALVES, R. P.; SIMÕES, L. S. A. Geologia do Cabo dos Búzios. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 54, n. 3, p. 553-562, 1982.

HEILBRON, M. O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal, RN. *Anais...* Natal, RN: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v.6, p. 2813-2826.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. A megassinforma do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SP: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo SP/RJ, 1991. p. 519-526.

HEILBRON, M. *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira*. 1993. 268f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; VALLADARES, C.; MACHADO, N. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J.R. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thrust during the Pan-African Orogen. *Gondwana Research*, v. 1, p. 373-382, 1998.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J. C. H.; VALLADARES, C.; DUARTE, B. P.; PALERMO, N.; SILVA, L. G.; RAGATHY D.; NETTO, A. M. Revisão proposta de compartimentação tectônica e modelo evolutivo para o segmento central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro, SP. *Boletim Resumo Expandido...* São Pedro, SP: : Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p. 6.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W. V. and TALWANI, M. (Eds.). *Geology and geophysics of continental margin*. *American Geophysical Union*, v. 115, p.1-3, 2000.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of Terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 125, p. 87-112, 2003a. [doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00082-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00082-2).

HEILBRON, M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, T.; DUARTE, B. A Palaeoproterozoic orogen reworked within the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003b. *Short Papers...* [S.l.], 2003b. p. 186-189.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R.; JANASI, V. A. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. cap. 13, São Paulo, 2004, p. 203-234.

HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; SILVA, L. G. E.; PALERMO, N.; TUPINAMBA, M.; DUARTE, B. P.; VALLADARES, C.; RAMOS, R. C.; RIBEIRO, A.; SANSON, M. Geologia e recursos minerais das folhas Santa Rita do Jacutinga (SF.23-Z-A-II), Barra do Pirai (SF.23-Z-A-III), Volta Redonda (SF.23-Z-A-V) e Angra dos Reis (SF.23-Z-C-II), escala 1:100.000. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, v. 1, 2007. 177 p. Escala 1:100.000.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBA, M.; SIGA, O.; TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic Terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society of London Special Publications*, v. 294, p. 211-237, 2008. doi.org/10.1144/SP294.12.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; VALERIANO, C. M.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N.; NOGUEIRA, J. R. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, v. 178, p. 136-148, 2010.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J. C. H.; VALERIANO, C.; GONTIJO, A.; SILVA, T. M.; MENEZES, P. T. L.; MANE, M.; PALERMO, N.; PEREIRA, R. M. Introdução. In: HEILBRON, M. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Santo Antônio de Pádua - SF 26-X-D-VI - Estado do Rio de Janeiro - Escala 1:100.000*. Belo Horizonte: CPRM, 2012. p. 17-21.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; PEIXOTO, C.; VALERIANO, C. M.; RAGATKY, D.; MEDEIROS, S. R.; MELO, R. S.; PETERNEL, R.; NETO, C. C. A.; VAZ, G. S. Litogeoquímica, Geoquímica Isotópica e Geocronologia. In: HEILBRON, M. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Santo Antônio de Pádua SF.23-X-D-VI Estado do Rio de Janeiro Escala 1:100.000*. Belo Horizonte: CPRM, 2012b. p. 97-117.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; VALERIANO, C. M.; ARMSTRONG, R.; SIVA, L. G. E.; MELO, R. S.; SIMONETTI, A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; MACHADO, N. The Serra da Bolívia Complex: The Record of a New Neoproterozoic Arc-Related Unit at Ribeira Belt. *Precambrian Research*, v. 50, p. 1-35, 2013. doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.014.

HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; VALERIANO, C. M.; PACIULLO, F. V. P.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J.; TUPINAMBA, M.; SILVA, L. G. The Ribeira Belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Eds.). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. *Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co.*, Switzerland, [S.n.], 2017p. 277-304. doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO, L. G.; TUPINAMBA, M.; GERALDES, M.; PEIXOTO, C.; WILLIAMS, S.; PALERMO, N.; MELO, R.; GUIMARÃES, P.; RAGATKY, D. C.; NEGRÃO, A. E. P.; COELHO, T. B.; RAMOS, R. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2107b. 182 p. Escala 1:400.000.

HEILIMO, E.; HALLA, J.; HÖLLÄ, P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, v. 115, p. 27-39, 2010.

IKEDA, Y.; GOTO, M. Late Cretaceous to early Paleogene fore-arc magmatism and subduction initiation in the Paleo-Kuril arc trench system, eastern Hokkaido, Japan. *Journal of Geodynamics*, v. 122, p. 41-53, 2018. doi.org/10.1016/j.jog.2018.11.002.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548, 1971.

JACKSON, S. E.; PEARSON, N. J.; GRIFFIN, W. L.; BELOUSOVA, E. A. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, v. 211, p. 47-69, 2004.

JANASI, V. A. Pattern of Sm-Nd T_{DM} distribution in granulites and granitoids from an exposed section of middle to lower crust in SE Brazil: vertical and lateral zoning. In: SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, 3., 2001, Pucón, Chile. *Extended Abstracts...* Pucón, Chile, 2001.

JANASI, V. A.; VLACH, S. R. F.; CAMPOS-NETO, M. C.; ULBRICH, H. H. G. J. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, Southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. *The Canadian Mineralogist*, v. 47, n. 6, p. 1505-1526, 2009.

JANASI, V. A.; ANDRADE, S.; VASCONCELLOS, A. C. B. C.; HENRIQUE-PINTO, R.; ULBRICH, H. H. G. J. Timing and sources of granite magmatism in the Ribeira belt, SE Brazil: insights from zircon in situ U-Pb dating and Hf isotope geochemistry in granites from the São Roque Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 224-247, 2016.

JANOUSEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing geochemical data toolkit (GCDKit). *Journal of Petrology*, v. 47, p. 1255-1259, 2006.

JOHNSON, P. R.; ABDELSALAM, M. G.; STERN, R. J. The Bi'r Umq–Nakasib suture zone in the Arabian–Nubian Shield: a key to understanding crustal growth in the East African Orogen. *Gondwana Research*, v. 6, p. 523-530, 2003.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750, 1986.

LE MAITRE, R. W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LA MEYRE, J.; LE BAS, M. J.; SABINE, P. A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLEY, A. R.; ZANETTIN, B. A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell: Oxford, 1989. 193 p.

LI, C.; XIAO, W. J.; HAN, C. M.; ZHOU, K. F.; ZHANG, J. E.; ZHANG, Z. X. Late Devonian early Permian accretionary orogenesis along the North Tianshan in the southern Central Asian orogenic belt. *International Geology Review*, v. 57, p. 1023-1050, 2015.

LOBATO, M.; HEILBRON, M.; TORÓS, B.; RAGATKY, D.; DANTAS, E. Provenance of the Neoproterozoic High-grade Metasedimentary Rocks of the Arc-related Oriental Terrane of the Ribeira belt: Implications for Gondwana Amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 63, p. 260-278, 2015.

LUDWIG, K. R. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth Planet Science Letters*, v. 46, p. 212-220, 1980.

LUDWIG, K. R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Special Publications Geochronological Center*, Berkeley, CA, 2003. v. 4, 70 p.

MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, p. 347-361, 1996.

MARQUES, R. A. *Evolução metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre Itaboraí e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ*. 2009. 177f. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

MARINS, G. M. S. *Petrologia dos anfibolitos do Domínio Juiz de Fora e da Klippe Paraíba do Sul, setor central da Faixa Ribeira*. 2000. 125f. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

MARTINS, V. T. S.; TEIXEIRA, W.; NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, v. 7, p. 75-89, 2004.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A. dos; PALMEIRA, R. C.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. Geologia das folhas Rio de Janeiro (SF 23-24) escala 1:1.000.000, mapa e texto explicativo. Rio de Janeiro: Radam Brasil - MME, 1983. 780 p. Escala 1:1.000.000.

MACHADO, R.; DAMANGE, M. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim do IG-USP*, v. 25, p. 81-96, 1994.

- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, p. 347-361, 1996.
- MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. 672 p.
- MEERT, J. G. Growing Gondwana and rethinking Rodinia: apaleomagnetic perspective. *Gondwana Research*, v. 4, p. 279-288, 2001.
- MEERT, J. G. A synopsis of events related to the assembly of eastern *Gondwana*. *Tectonophysics*, v. 362, p. 1-40, 2003.
- MEERT, J. G.; LIEBERMAN, B. S. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. *Gondwana Research*, v.14, n. 1-2, p. 5-21, 2008.
- MIDDLEMOST, E. A. K. The basalt clan. *Earth Science Reviews*, v.11, n. 4, p. 337-364, 1975.
- MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355, 1974. doi.org/10.2475/ajs.274.4.321.
- MONDOU, M.; EGYDIO-SILVA, M.; VAUCHEZ, A.; RAPOSO, M. I. B.; BRUGUIER, O.; OLIVEIRA, A. F. Complex, 3D strain patterns in a synkinematic tonalite batholith from the Araçuaí Neoproterozoic orogen (Eastern Brazil): evidence from combined magnetic and isotopic chronology studies. *Journal of Structural Geology*, v. 39, p. 158-179, 2012.
- MOYEN, J. F.; LAURENT, O. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos*, v. 302-303, p. 99-125, 2018.
- NALINI Jr. H. A. *Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil): étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relations avec les pegmatites à éléments rares associées*. 1997. 237f. Thesis (PhD) - École des Mines de Saint-Étienne, École des Mines de Paris, France, 1997.
- NALINI Jr. H. A.; BILAL, E.; CORREIA NEVES, J. M. Syn-collisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum suite (eastern Minas Gerais State, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n.1, p. 120-125, 2000.
- NALINI Jr. H. A.; MACHADO, R.; BILAL, E. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I metaluminoso pré-colisional Neoproterozóico da região do médio Rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 23-34, 2005.
- NARDUZZI, F.; FARINA, F.; STEVENS, G.; LANA, C.; NALINI Jr. H. A. Magmatic garnet in the Cordilleran-type Galiléia granitoids of the Araçuaí belt (Brazil): Evidence for crystallization in the lower crust. *Lithos*, v. 282-283, p. 82-97, 2017.

NARDUZZI, F. *Genesis and evolution of a Neoproterozoic magmatic arc: The cordilleran granitoids of the Araçuaí Belt*. 2018. 245f. Thesis (PhD) - Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil, 2018.

NOCE, C. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; PEDROSA-SOARES, A. C.; MARTINS, V. T. S.; FERREIRA, D. C. Chronology of late proterozoic-cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belts, eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, Córdoba, Argentina. *Atas...* Córdoba, Argentina, 1999. p. 86-89.

NOCE, C. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; PEDROSA-SOARES, A. C. Chronology of Neoproterozoic Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 25-29, 2000. doi:10.5327/RBG.V30I1.752.

NOCE, C. M.; ROMANO, A. W.; PINHEIRO, C. M.; MOL, V. S.; PEDROSA-SOARES, A. C. Geologia das folhas Ubá e Muriaé. In: PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. (Eds.). Projeto Sul de Minas Etapa I. *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*, 2003. Belo Horizonte, MG: COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, v. 12, p. 623-659. 2003.

NOCE, C. M.; ZUCCHETTI, M.; BALTAZAR, O. F.; ARMSTRONG, R.; DANTAS, E. L.; RENGGER, F. E.; LOBATO, L. M. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, v. 141, p. 67-82, 2005.

NOCE, C. M.; COSTA, A. G.; PIUZANA, D.; VIEIRA, V. S.; CARVALHO, C. *Geologia da Folha Manhuaçu*. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico do Brasil; UFMG - Programa Geologia do Brasil. 2006. Escala 1:100.000.

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; PIUZANA, D. Evolution of polycyclic basement complexes in the Aracuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, v. 159, n. 1, p. 60-78, 2007.

NOCE, C. M.; FIGUEIREDO, C. M.; NOVO, T. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; DUSSIN, I.; ARMSTRONG, R. The southern segment of the Araçuaí magmatic arc (SE Brazil): U-Pb zircon dating and implications for geodynamic reconstructions of the pre-collisional. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7., 2010, Brasília. *Short papers...* Brasília, 2010. p. 625-628.

NOVO, T. *Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira*. 2009. 87f. Tese (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Minas Gerais, 2009.

NOVO, T.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; DUSSIN, I. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40, p. 573-592, 2010.

NOVO, T. A. *Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico mesoproterozóico e unidades neoproterozóicas do sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS)*. 2013. 193f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Minas Gerais, 2013.

PACIULLO, F. V. P. *A sequência deposicional Andrelândia*. 1997. 245f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R. R.; TROUW, R. A. J. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 200-202, 2000.

PAES, V. J. C. *Geologia e geoquímica das rochas metamáficas e meta-ultramáficas da região de Alvarenga, Minas Gerais e suas implicações geotectônicas*. 1999. 144f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Minas Gerais, 1999.

PAES, V. J. C.; RAPOSO, F. O.; PINTO, C. P.; OLIVEIRA, F. A. R. Projeto Jequitinhonha, Estados de Minas Gerais e Bahia: texto explicativo. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas Comercinho, Jequitinhonha, Almenara, Itaobim, Joáima e Rio do Prado*. Belo Horizonte, Minas Gerais: CPRM, Programa Geologia do Brasil, 2010. p. 376.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81, 1976.

PEDROSA-SOARES, A. C.; VIDAL, P.; LEONARDOS, O. H.; BRITO-NEVES, B. B. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidences and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, v. 26, n. 6, p. 519-522, 1998.

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. p. 265-285.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C. M.; PINTO, C. P. The Araçuaí West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwana land assembly. *Precambrian Research*, v. 110, p. 307-323, 2001.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; FIGUEIREDO, C. Mapa geológico da Folha Manhauçu (SF 23-X-B-III). Rio de Janeiro: CPRM/UFMG, 2006. Escala 1:100.000.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, v. 15, p. 1-6, 2007.

PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; TACK, L.; NOCE, C. M.; BABINSKI, M.; SILVA, L. C.; MARTINS-NETO, M. A. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. *Journal of Geological Society of London*, v. 294, p. 153-172, 2008.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS, C. M.; NOCE, C. M.; SILVA, L. C.; NOVO, T.; RONCATO, J.; MEDEIROS, S. M.; CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G. N.; DANTAS, E.; DUSSIN, I. A.; ALKMIM, F. F. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society Special Publication*, v. 350, p. 25-51, 2011.

PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; QUEIROGA, G. N.; DUSSIN, I.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; NOVO, T. A. Time constraints for the evolution of the Araçuaí-West Congo orogen and its basement: a tribute to Carlos Mauricio Noce. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 9., 2014, São Paulo, SP. *Program and Abstracts...* São Paulo, SP, 2014. p. 86.

PEIXOTO, E. I. N. *Caracterização estratigráfica, tectônica, metamórfica e geocronológica do Orógeno Araçuaí na região de São José da Safira e Virgolândia, Minas Gerais*. 2013. 223f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Minas Gerais 2013.

PEIXOTO, C. A.; HEILBRON, M. Geologia da Klippe Italva na Região entre Cantagalo e Itaocara, nordeste do Estado do Rio de Janeiro. *Geociências*, v. 29, p. 273-289, 2010.

PEIXOTO, A. C.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D.; ARMSTRONG, R.; DANTAS, E.; VALERIANO, C. M.; SIMONETTI, A. Tectonic evolution of the Juvenile Tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: implications for early west Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, v. 307, p. 221-254, 2017.

PETITGIRARD, S.; VAUCHEZ, A.; EGYDIO-SILVA, M.; BRUGUIER, O.; CAMPS, P.; MONIÉ, P.; BABINSKI, M.; MOUNDOU, M. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted “hot” orogeny and slow cooling rate?. *Tectonophysics*, v. 477, p. 174-196, 2009.

PIETRANIK, A. B.; HAWKESWORTH, C. J.; STOREY, C. D.; KEMP, A. I. S.; SIRCOMBE, K. N.; WHITEHOUSE, M. J.; BLEEKER, W. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga.: new evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *Geology*, v. 36, n. 11, p. 875-878, 2008. doi.org/10.1130/G24861A.1.

PINTO, C.; DRUMOND, J.; FÉBOLI, W. Projeto Leste: geologia - nota explicativa do mapa geológico integrado, escala 1:500.000. Etapa 1. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM, 1997. 161 p. Escala 1:500.000.

PINTO, C. P.; DRUMOND, J. B. V.; FÉBOLI, W. L.; BOSCO, J. V. Geologia - nota explicativa do mapa geológico integrado. Etapa I, folhas SE-24-V, SE-23-Z, SE-24-Y (partes), Estado de Minas Gerais, escala 1:500.000. In: PROJETO LESTE. Belo Horizonte: SEME/COMIG/MME/CPRM (Eds.), 2000. 181p. Escala 1:500.000.

PINTO, C. P.; DRUMOND, J. B. V.; FÉBOLI, W. L. (Coord.). Projeto Leste. Belo Horizonte: CPRM-CODEMIG, 2001.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n.4, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 35-39, 2000.

PRAZERES FILHO, H. J. Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná. 2000. 181f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

PRAZERES FILHO, H. J.; HARARA, O. M.; BASEI, M. A. S.; PASSARELLI, C. R.; SIGA-JÚNIOR, O. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Revista Geologia, Instituto de Geociências - USP*, v. 3, p. 51-70, 2003.

RAGATKY, D.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; VALLADARES, C. New Sm-Nd isotopic data from pre-1.8 Ga. basement rocks of the Central Ribeira belt, SE Brazil. *Boletim Geologico Minero Argentino*, v. 34, p. 346-348, 1999.

RAGATKY, D.; DUARTE, B. P.; TASSINARI, C. C. G. Geochemical and isotope characteristics of the Morro do Pão granitoid, southern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003. Salvador, BA. *Anais...* Salvador, BA, 2003. v. 1. p. 256-259.

REAGAN, M.; GILL, J. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba Volcano, Costa Rica: Implications for residual titanites in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 4619-4633, 1989. doi.org/10.1029/JB094iB04p04619.

RIBEIRO, A.; TROUW, R.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; VALENÇA, J. G. Evolução das Bacias Proterozóicas e o termo- tectonismo Brasileiro na Margem sul do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 235-248, 1995.

RIBEIRO, A.; TEIXEIRA, W.; DUSSIN, I. A.; ÁVILA, C. A.; NASCIMENTO, D. U-Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João del Rei and Carandaí basins: New evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent. *Gonwana Research*, v. 24, n. 2, p. 713-726, 2013.

ROGERS, J. J. W.; SANTOSH, M. *Continents and supercontinents*. New York: Oxford Press, 2004. p. 289.

ROSIER, G. F. *Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais*. Rio de Janeiro: DGM/DNPM, 1965. p.40.

ROSIER, G. F. *A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e Desengano*. Rio de Janeiro: DNPM - Divisão de Geologia Mineral, 1957. p. 58.

SANTOS, M. M.; LANA, C.; SCHOLZ, R.; BUICK, I.; SCHMITZ, M. D.; GERDES, A.; CORFU, F.; TAPSTER, S.; LANCASTE, P.; BASEI, M. A.; ALKMIM, A.; KRAMBROC, K.; WIEDENBECK, M. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 41, n. 3, p. 335-358, 2017.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R. The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, using U-Pb in syntectonic veins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, Córdoba, Argentina. *Anais...* Córdoba, Argentina: SEGEMAR - Servicio Geológico Minero Argentino, 1999. p. 363-366.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 133, p. 29-61, 2004. doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.010.

SILVA, S. L. Folha Santa Maria do Suaçuí (SE 23-Z-B-III). In: PROJETO LESTE. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM, 2000. Escala 1:100.000.

SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, v. 136, p. 203-240, 2005.

SHAND, S. J. *Eruptive Rocks*. New York: D. Van Nostrand Company, 1943. p. 360.

SHERVAIS, J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, p. 101-118, 1982.

SHETH, H. C.; TORRES-ALVARADO, I. S.; VERMA, S. P. What is the “Calc-alkaline Rock Series”? *International Geology Reviews*, v. 44, n. 8, p. 686-701, 2002.

SIAL, A. N.; MCREATH, I. *Petrologia Ignea: os fundamentos e as ferramentas de estudo*. Salvador, Bahia: Bureau Gráfica e Editora Ltda., 1984. v. 1, p. 67-68.

SIGA Jr. O.; BASEI, M. A. S.; CURY, L. F.; HARARA, O. M.; SATO, K.; PASSARELLI, C. R. Domínio Apiaí (PR): Registros de Sedimentação do Paleoproterozóico Superior, Mesoproterozóico e Neoproterozóico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. *Anais...* Aracaju, SE: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006, v. 1. p. 176.

SIGA Jr. O.; BASEI, M. A. S.; PASSARELI, C. R.; HARARA, O. M.; SATO, K.; CURY, L. F.; PRAZERES-FILHO, H. J. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 1, p. 114-128, 2007.

SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A.; PIMENTEL, M. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LEITE, C. A. S.; VIEIRA, V. S.; PAES, V. J. C.; CARDOSO FILHO, J. M. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP: orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e craton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n. 4, p. 513-528, 2002.

SILVA, L. C.; PINTO, C. P.; GOMES, A. C.; PAES, V. C.; CHEMALE, F. Granitogenesis at the northern tip of the Araçuaí Orogen, SE Brazil: LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology, and tectonic significance. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 10., 2007, Diamantina. *Anais..* Diamantina, MG: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007, v. 1, p. 20-21.

SILVA, L. C.; PEDROSA-SOARES, A. C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C. M. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental. *Geonomos*, edição especial - 30 Anos do CPMTc, v. 19, n. 2, p. 180-197, 2011. doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.53.

SISSON, V. B.; PAVLIS, T. L.; ROESKE, S. M.; THORKELOSON, D. J. Introduction: an overview of ridge-trench interactions in modern and ancient settings. In: SISSON, W. B., et al., (Eds.). Geological consequences of ridge-trench interactions in the northern Pacific margin. *Geological Society of America*, v. 371, p. 1-18, 2003. doi.org/10.1130/0-8137-2371-X.1.

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. Plešovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, v. 249, p. 1-35, 2008.

STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth and Planet Science Letters*, v. 26, p. 207-221, 1975.

STERN, R. J. Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. *Journal of African Earth Sciences*, v. 34, p. 109-117, 2002.

STRECKEISEN, A. How should charnockitic rocks be named? In: GEOLOGIE DES DOMAINES CRISTALINES, 1975. Belgique: Liege Societe Geologique - Centenaire de la Societe Geologique de Belgique, 1975. p. 349-360.

SÖLLNER, F.; TROUW, R. A. J. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais, Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 1, p. 21-28, 1997.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D.; NORRY, M. J. (Eds.). Magmatism in ocean basins. *Geological Society of London Special Publications*, v. 42, n. 1, p. 313-345, 1989.

SUN, M.; CHEN, H.; MILAN, L.; WILDE, S.; JOURDAN, F.; XU, Y. Continental arc and back-arc migration in Eastern NE China: new constraints on Cretaceous Paleo-Pacific subduction and rollback. *Tectonics*, v. 37, n. 10, p. 3893-3915, 2018. doi.org/10.1029/2018TC005170.

TARNEY, J.; JONES, C. E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society of London*, v. 151, n. 5, p. 855-868, 1994. doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0855.

TEDESCHI, M. *Caracterização do arco magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocêncio e Itambacuri, Minas Gerais*. 2013. 126f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Minas Gerais, 2013.

TEDESCHI, M.; NOVO, T.; PEDROSA-SOARES, A. C.; DUSSIN, I. A.; TASSINARI, C. C. G.; SILVA, L. C.; GONCALVES, L. E.; ALKMIM, F. F.; LANA, C.; FIGUEIREDO, C.; DANTAS, E.; MEDEIROS, S.; DE CAMPOS, C.; CORRALES, F. F. P.; HEILBRON, M. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 167-186, 2016.

TEDESCHI, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; DUSSIN, I.; LANARI, P.; NOVO, T.; PINHEIRO, M. A. P.; PETERS, D. Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research*, v. 316, p. 103-126, 2018.

THANG, G. J.; WYMAN, D. A.; WANG, Q.; LI, J.; LI, Z. X.; ZHAO, Z. H.; SUN, W. D. Asthenosphere-lithosphere interaction triggered by a slab window during ridge subduction: trace element and Sr-Nd-Hf-Os isotopic evidence from Late Carboniferous tholeiites in the West Junggar area (NW China). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 329-330, p. 84-96, 2012.

THORKEKELSON, D. J.; TAYLOR, R. P. Cordilleran slab windows. *Geology*, v. 17, n. 9, p. 833-836, 1989. [doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0833:CSW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0833:CSW>2.3.CO;2).

THORKEKELSON, D. J. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, v. 255, p. 47-63, 1996.

THORKEKELSON, D. J.; BREITSPRECHER, K. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos*, v. 79, p. 25-41, 2005.

TOLEDO, B. B.; JANASI, V. A.; SILVA, L. G. R. SHRIMP U-Pb Geochronology of the Socorro Batholith and implications for the Neoproterozoic evolution in SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 48, n. 4, p. 761-782, 2018. doi.org/10.1590/2317-4889201820180040.

TACK, L.; WINGATE, M. T. D.; LIÉGEOIS, J. P.; FERNANDEZ-ALONSO, M.; DEBLOND, A. Early Neoproterozoic magmatism of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): Onset of the Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, v. 110, n. 1-4, p. 277-306, 2001.

TROMPETTE, R. *Geology of Western Gondwana (2.000 - 500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: A. A. Balkema, 1994. 350 p.

TROMPETTE, R. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, v. 82, n. 1, p. 101-112, 1997.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. Contribuição à geologia da folha Barbacena 1:250.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia, GO. *Anais...* Goiânia, GO: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. v. 2, p. 972-986.

TROUW, R. A. J. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1992, São Paulo, SP. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SP: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo SP, 1992. v. 1, p. 327-328.

TROUW, R. A. J.; PANKHURST, R. J. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., 1993, Salvador, BA. *Anais...* Salvador, BA: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 260-263.

TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. R. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: [S.n.], 2000. p. 287-310.

TROUW, R. A. J.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M.; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C.; FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, n. 48, p. 43-57, 2013.
[doi:10.1016/j.jsames.2013.07.012](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.012).

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; BASEI, M. A. S. U-PB Zircon age and lithogeochemistry of the Rio Negro Complex tonalitic gneiss: Evidence of a 630 Ma Magmatic Arc at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1998, Belo Horizonte, MG. *Anais...* Belo Horizonte, MG: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 51.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A. J.; CUNHA, E. R. S. P.; FERNANDES, G. A.; FERREIRA, F. N.; CASTILHO, G.; TEIXEIRA, W. Complexo Rio Negro: Uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1998, Belo Horizonte, MG. *Anais...* Belo Horizonte, MG: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 3.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n.1, p. 7-11, 2000.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M. Reconstituição da Fase Pré-colisional Neoproterozoica da Faixa Ribeira: o Arco Magmático e as Bacias de Ante-arco e Retro-arco do Terreno Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 2002, João Pessoa, PB. *Anais...* João Pessoa, PB: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002, v.1, p. 345.

TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, C.; EIRADO, E.; DUARTE, B.; HEILBRON, M. Geologia da Folha Pirapetinga (SF 23-X-D-VI) - Projeto Sul de Minas. Belo Horizonte, MG: CODEMIG, 2002.

TUPINAMBÁ, M.; PENHA, H. M.; JUNHO, M. C. B. Arc related to post-collisional magmatism at Serra dos Órgãos region, Rio de Janeiro State, Brazil: products of Gondwana assembly, during the Brailiano-Pan African Orogeny. In: IUGS - INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2003. *Field trips...* [S.l.]: [S.n.], 2003c.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; SILVA, L. G. E.; NOGUEIRA, J. R.; VALLADARES, C. S.; ALMEIDA, J. C. H.; EIRALDO, L. G.; MEDEIROS, S. R.; ALMEIDA, C. G.; MIRANDA, A. W. A.; RAGATKY, D. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuai. *Geonomos*, v. 15, 2007.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 7-11, 2008. doi.org/10.25249/0375-7536.2000301007011.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; PORTO, R. J.; DE DIOS, F. B.; MACHADO, N.; SILVA, L. G. E. ALMEIDA, J. C. H. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2-3, p. 422-438, 2012. doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.012.

VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C. S.; SEER, H. J.; SIMÕES, L. S. A. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE- Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, v. 130, p. 27-55, 2004.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 575-592.

VALLADARES, C. S.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M. C. H. O Granito Getulândia e sua relação com a Zona de Cisalhamento Taxaquara. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado, RS. *Anais...* Gramado, RS: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995. p. 217-218.

VALLADARES, C. S.; SOUZA, S. F. M. Geoquímica e petrografia dos ortognaisses da Unidade Quirino entre Três Rios e Barra do Piraí, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro, SP. *Boletim de Resumos...* São Pedro, SP: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo SP, 1999. p. 40.

VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D.; DUARTE, B. Tectono-magmatic evolution of the Occidental Terrane of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic Belt, southeastern Brazil. In: INTERNACIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro, RJ. *Abstracts...* Rio de Janeiro, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RJ, 2000. p. 01-06.

VALLADARES, C. S.; SOUZA, S.; RAGATKY, D. The Quirino Complex: A Transamazonian Magmatic Arc of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, v. 21, n. 1, p. 49-61, 2003.

VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M. L.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the São Francisco Craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *Gondwana Research*, v. 7, n. 4, p. 913-921, 2004.

VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; GAUTHIER, G. Sedimentary Provenance in the Central Ribeira belt based on Laser Ablation ICP-MS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zircon Ages. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju, SE. *Anais...* Aracaju, SE: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. v. 1, p. 127-127.

VALLADARES, C.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; GAUTHIER, G. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICP-MS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages. *Gondwana Research*, v. 13, p. 516-526, 2008.

VALLADARES, C. S.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; FERNANDES-ANDRÉ, J. L.; VALENTE, S. C.; CORVAL, A.; VIANA, S. M.; VALERIANO, C. M.; MOTA, G. S.; MENEZES, P. T. L.; MANE, M. A. Unidades Litoestratigráficas. In: VALLADARES, C. S.; SILVA, L. C. (Eds.). *Geologia e recursos minerais da Folha Três Rios, SF 23-Z-B-I, escala 1:100.000, Estado do Rio de Janeiro*. Belo Horizonte: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2012. v. 1, p. 35-60.

VALLADARES, C. S.; DUARTE, B. P.; MACHADO, H. T.; VIANA, S. M.; FIGUEIREDO, P. L. C. Genesis and evolution of a Paleoproterozoic basement inlier within west Gondwana addressed by Sm/Nd isotopic geochemistry and Zr saturation thermometry. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 80, p. 95-106, 2017.

VIANA, S. M. *Petrografia e Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio (RJ)*. 2003. 75f. Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

VIANA, S. M.; VALLADARES, C. S.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A. Orthogneisses of the Quirino Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: U-Pb LA-ICP-MS Zircon Ages and Lithogeochemical Studies. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6., 2008. San Carlos de Bariloche, Argentina. In: LINARES, E.; CABARELI, N. G.; DO CAMPO, M. D.; DUCÓS, E.; PANARELLO, H. O. (Compilers). SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6., Buenos Aires, Argentina: Ingeis, 2008. v. 1, p. 1-2.

VIEIRA, V. S. *Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí*. 2007. 117f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Minas Gerais, 2007.

VINAGRE, R.; TROUW, R. A. J.; MENDES, J. C.; DUFFLES, P.; PETERNEL, R.; MATOS, G. New evidence of a magmatic arc in the southern Brasília belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 54, p. 120-139, 2014.

WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 407-419, 1987.

WHITTINGTON, A. G.; CONNELLY, J.; PEDROSA-SOARES, A. C.; MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F. Collapse and melting in a confined orogenic belt: Preliminary results from the Neoproterozoic Araçuaí belt of eastern Brazil. *American Geophysical Union Meeting*, San Francisco, v. 82, p.1181-1182, 2001.

WIEDENBECK, M.; ALLÉ, P.; CORFU, F.; GRIFFIN, W. L.; MEIER, M.; OBERLI, F.; QUADT, A. V.; RODDICK, J. C.; SPIEGEL, W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, v. 19, n. 1, p. 1-23, 1995. doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M.; LUDKA, I. P.; MEDEIROS, S. R.; MENDES, J. C.; MOURA, J. C. Arquitetura de plútons zonados na Faixa Araçuaí-Ribeira. *Geonomos*, v. 8, p. 25-38, 2000.

WIEDEMANN, C. M.; MEDEIROS, S. R.; LUDKA, I. P.; MENDES, J. C.; MOURA, J. C. Architecture of late orogenic plutons in the Araçuaí-Ribeira fold belt, southeast Brazil. *Gondwana Research*, v. 5, n. 2, p. 381-400, 2002.

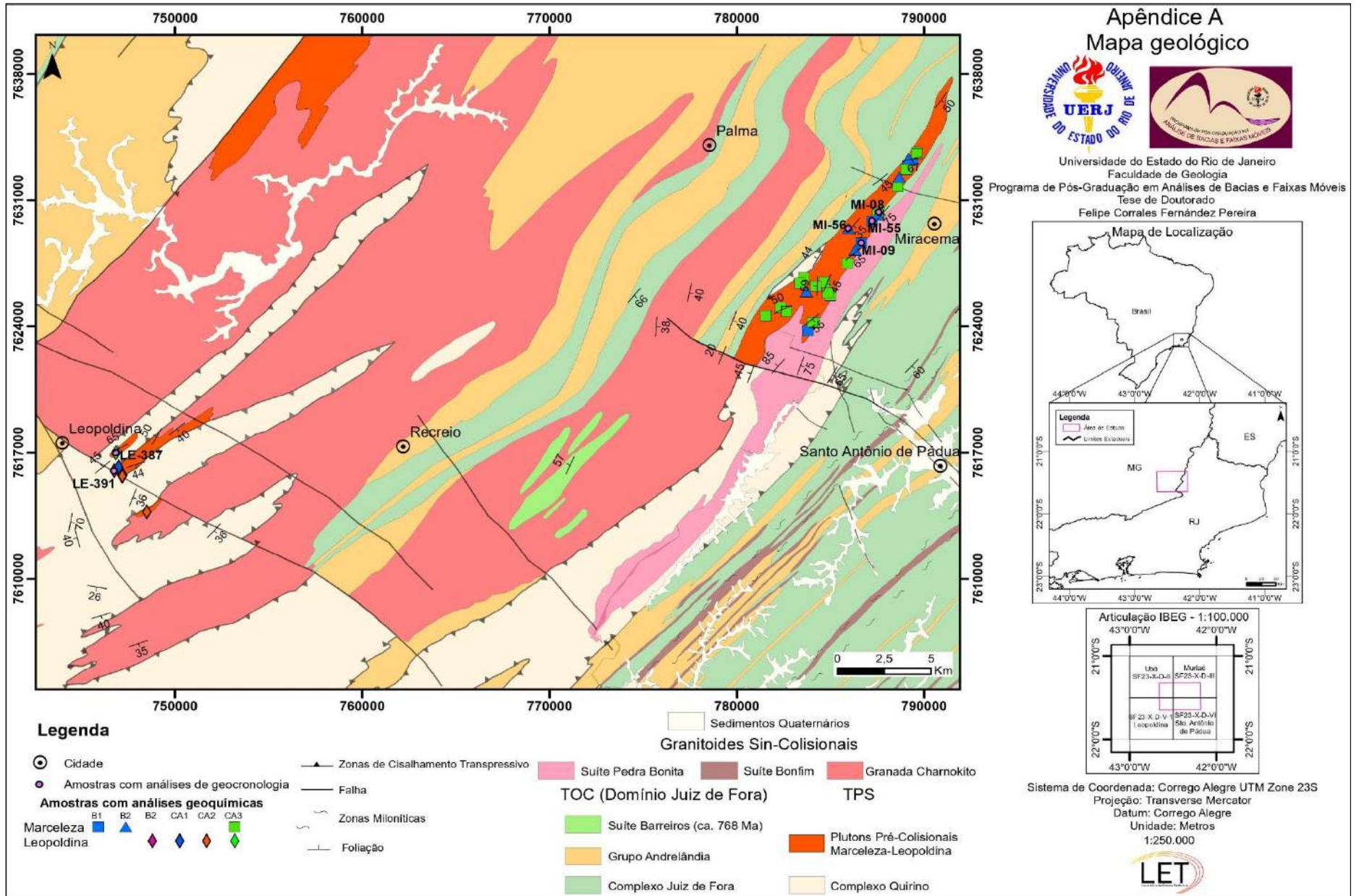
WINDLEY, B. F.; XIAO, W. Ridge subduction and slab windows in the Central Asian Orogenic belt: tectonic implications for the evolution of an accretionary orogen. *Gondwana Research*, v. 61, p. 73-87, 2018. doi.org/10.1016/j.gr.2018.05.003.

WINKLER, H. G. F. *Petrogênese das rochas metamórficas*. [S.l.]: Edgard Blucher Ltda., 1977. 254p.

ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K.; VAN SCHMUS, W. R. Evidências de um núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o Cráton de Angola, África. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal, RN. *Anais...* Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 6. p. 2735-2743.

YARDLEY, B. W. D. *An introduction to metamorphic petrology*. New York: Longman, 1991. 248p.

APÊNDICE A – Mapa geológico



APÊNDICE B – Mapa de pontos

