



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Rasec Almeida dos Santos

**Evolução Paleoproterozoica do Complexo Juiz de Fora – Margem SE do
Paleocontinente São Francisco: Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e
Geoquímica Isotópica (Sm-Nd, Sr-Sr e Lu-Hf)**

Rio de Janeiro

2023

Rasec Almeida dos Santos

Evolução Paleoproterozoica do Complexo Juiz de Fora – Margem SE do Paleocontinente São Francisco: Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e Geoquímica isotópica (Sm-Nd, Sr-Sr e Lu-Hf)

Tese de doutorado 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.

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

Co-Orientadores: Dr. Ivo Dussin e Dr. Henrique Bruno

Rio de Janeiro

2023

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ/REDE SIRIUS/CTCC

S237 Santos, Rasec Almeida dos.
Evolução paleoproterozoica do complexo de Juiz de Fora – Margem SE do Paleocontinente São Francisco: Litogeoquímica, Geocronologia, U-Pb e Geoquímica isotópica (Sm-Nd, Sr-Sr e Lu-Hf). / Rasec Almeida dos Santos. – 2023.
172 f. : il.

Orientador: Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron.
Coorientadores: Ivo Dussin e Henrique Bruno.

Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geocronologia – Juiz de Fora (MG) – Teses. 2. Ortogranulito – Teses. 3. Complexo de Juiz de Fora (MG) – Teses. 4. Orogênese Paleoproterozoica – Teses. I. Heilbron, Monica da Costa Pereira Lavalle. II. Dussin, Ivo. III. Bruno, Henrique. IV. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. V. Título.

CDU 551.248.1

Bibliotecária responsável: Ingrid Pinheiro / CRB-7: 7048

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

Assinatura

Data

Rasec Almeida dos Santos

Evolução Paleoproterozoica do Complexo Juiz de Fora – Margem SE do Paleocontinente São Francisco: Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e Geoquímica isotópica (Sm-Nd, Sr-Sr e Lu-Hf)

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.

Aprovada em. 21 de março de 2023.

Banca Examinadora: _____

Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron (Orientadora)

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Samuel Moreira Bersan

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Miguel Tupinambá

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Universidade de Brasília

AGRADECIMENTOS

À Prof. Dr.^a Mônica Heilbron pela orientação ao longo desses 13 anos e por se fazer presente nos momentos de maior importância de realização desta tese. Ao Co-orientador Dr. Henrique Bruno pelo incentivo à produção acadêmica e pelas valiosas intervenções. Ao Prof. Ivo Dussin pelo rigor no tratamento dos dados, principalmente relacionados à geocronologia U-Pb.

À colaboração dos coautores dos artigos gerados a partir dessa pesquisa, aos professores Dr. Samuel Moreira Bersan e Dr. Claudio de Morisson Valeriano, bem como aos colegas Dr. Vitalino Elizeu, Lucas Eduardo de Abreu Araujo, Mariana Carvalho e Sandro Mauri, que contribuíram com ideias relevantes a respeito da pesquisa. Aos revisores do periódico *Geoscience Frontiers* Dr. Hugo Moreira, Dr. Bruno Ribeiro e anônimos pelas leituras em detalhe, correções e sugestões que muito enriqueceram o artigo publicado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de doutorado que foi essencial para a realização da presente pesquisa.

A Carla Neto pela parceria durante as etapas de laboratório no LAGIR – UERJ, bem como ao grupo de funcionários do LGPA-UERJ: Gabriela, Thiago, Marcos e Diego por toda a ajuda fornecida. A Ana Alkmin e Cristiano Lana por toda a ajuda fornecida durante o trabalho no LOPAG – UFOP.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, especialmente a Marianni Picciani, por estar sempre à disposição, sendo fundamental nos procedimentos administrativos.

Agradeço especialmente ao meu companheiro Dr. Eduardo Castro pelo apoio e compreensão ao longo desses anos.

RESUMO

SANTOS, Rasec Almeida dos. **Evolução Paleoproterozoica do Complexo Juiz de Fora – Margem SE do Paleocontinente São Francisco: Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica (Sm-Nd, Sr-Sr e Lu-Hf)**. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

A borda sul do Cráton do São Francisco apresenta exposições importantes tanto de crosta arqueana quanto de crosta paleoproterozoica que consolidaram o antigo paleocontinente São Francisco. A orogênese Riacciana-Orosiriana está registrada em diversas unidades que compõem a borda sul desse paleocontinente, tanto em unidades pouco retrabalhadas durante o evento tectono-termal neoproterozoico, bem como em unidades intensamente retrabalhadas por tal evento, como é o caso dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, associações que integram o embasamento do orógeno neoproterozoico. O Complexo Juiz de Fora (CJF) é caracterizado por rochas granulíticas ortoderivadas básicas, intermediárias e ácidas. Este trabalho discute novos dados geológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos dos metagranitoides e das rochas básicas do CJF juntamente com a integração e revisão de dados antigos, para propor um modelo evolutivo dos diversos pulsos magmáticos que edificaram este terreno. Os protólitos dos granulitos básicos, intermediários e ácidos foram gerados em diversos pulsos magmáticos sob diversos contextos tectônicos: 2,28 Ga – 2,10 Ga e 2,08 Ga – 1,93 Ga e incluem (i) granulitos enderbíticos com assinatura química de TTGs, (ii) granulitos enderbíticos e charno-enderbíticos com assinatura química de sanukitoides, (iii) granitoides híbridos de médio a alto-K, (iv) granitoides híbridos de alto-K, (v) granulitos ácidos de médio-K e (vi) granulitos básicos heterogêneos (toleítos de arco, E-MORB e intraplaca). Os granulitos de composição tonalítica a granodiorítica compõem a maior parte dos “granulitos verdes” que integram o CJF, associados a granulitos básicos com assinatura de arco magmático e E-MORB. Paragêneses típicas de fácies granulito foram observadas nas rochas básicas estudadas e incluem Cpx+Opx+Pl+Qtz, enquanto nas rochas intermediárias e ácidas incluem Opx+Plg+Qtz ± Cpx±Biotita±Hrnbld. Análises geocronológicas de U-Pb em zircão mostram idade de 2,28 Ga para a cristalização do ortogranulito enderbítico com afinidade TTG, de caráter juvenil, contemporâneo ao magmatismo básico com assinatura do tipo E-MORB (2,21 Ga). Esse magmatismo é seguido por pulsos magmáticos geradores de granitoides híbridos em 2,20 e 2,16 Ga, mostrando um caráter evoluído do arco magmático já nesta fase. Novos pulsos de magmatismo juvenil ocorrem em 2,08 Ga e moderadamente juvenil em 2,05 Ga, contemporâneos a magmatismo de sanukitoides e granitoides híbridos com assinatura crustal bem marcada pelos valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ e $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$. As assinaturas isotópicas publicadas nesta tese, combinadas com idades arqueanas herdadas encontradas nos TTGs e granitoides híbridos bem como idades modelo T_{DM} meso e neoarqueanas atestam um retrabalhamento crustal relevante para a evolução do arco Juiz de Fora previamente definido na literatura. Neste sentido, o presente trabalho apresenta evidências de importante contribuição arqueana na história evolutiva das rochas deste complexo metamórfico.

Palavras-chave: Complexo Juiz de Fora. Ortogranulitos. Geocronologia U-Pb. Orogênese Paleoproterozoica.

ABSTRACT

SANTOS, Rasec Almeida dos. **Paleoproterozoic Evolution of the Juiz de Fora Complex – Southeastern margin of the São Francisco Paleocontinent: Litho geochemistry, U-Pb geochronology and Isotope geochemistry (Sm-Nd, Sr-Sr and Lu-Hf)**. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.

The southern margin of the São Francisco Craton exhibits several exposures of Archean and Paleoproterozoic crustal fragments that build up the São Francisco Paleocontinent during a Rhyacian to Orosirian orogenic event. These crustal fragments occur as reworked inliers within the Neoproterozoic orogenic system in the southeasternmost margin of the São Francisco Craton. The Juiz de Fora Complex (JFC) represents an imbricated thrust system that comprises orthogranulites with a wide compositional range formed in an intra-oceanic setting during the Siderian to the Orosirian and latter was accreted to the southeastern margin of the São Francisco Paleocontinent. Here we report new petrological, geochemical, whole-rock Nd and Sr data, zircon U-Pb ages and Lu-Hf in situ isotopic analyses from felsic and mafic orthogranulites from the JFC. The new data is combined with a regional compilation that enables an evaluation of the interaction between magmatism and orogenetic episodes in the context of the consolidation of São Francisco Paleocontinent during the Rhyacian-Orosirian. Pre collisional Island Arc tholeiites (IAT), Tonalites-Trondhjemites-Granodiorites (TTGs), E-MORB and sanukitoid magmatism occurred from 2.28 Ga to 2.09 Ga. This was followed by syn and late-collisional magmatism, with minor moderately juvenile TTG inputs. The late-collisional magmatism is represented by hybrid granitoids coeval with the emplacement of E-MORB basic rocks. Crustal signatures for the Rhyacian to Orosirian evolution are highlighted by the dominance of negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ and $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ isotopic results associated with Meso- to Neoproterozoic Nd and Hf T_{DM} model ages as well as inherited zircon grains from both the hybrid granitoids and TTG associations. The JFC is extensively highlighted in the literature as a primitive intra-oceanic arc, but in this thesis, we propose the reworking or recycling of ancient crustal segments within the mature arc stage of the JFC, suggesting a Mesoarchean crustal source involved in the JFC geodynamic evolution.

Key words: Juiz de Fora Complex; Orthogranulites; São Francisco Paleocontinent; Rhyacian-Orosirian Orogenic event.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Modelo de geração de crosta continental ao longo do tempo.....	12
Figura 2 -	Idades magmáticas U-Pb em terrenos arqueanos e paleoproterozoicos.....	13
Figura 3 -	Área de estudo no contexto regional.....	18
Figura 4 -	Arcabouço tectônico da Plataforma Sul-Americana.....	36
Figura 5 -	Arcabouço tectônico do Paleocontinente São Francisco	39
Figura 6 -	Borda SE do Cráton do São Francisco – Terrenos arqueanos e paleoproterozoicos.....	40
Figura 7 -	Evolução tectônica do setor Minas do Orógeno Minas-Bahia	46
Figura 8 -	Mapa geológico da área de estudo.....	48
Figura 9 -	Aspectos de campo e macroscópicos dos ortogranulitos estudados.....	51
Figura 10 -	Aspectos petrográficos dos ortogranulitos estudados.....	52
Figura 11 -	Aspectos de campo, macroscópicos e microscópicos das rochas do CJF na área de estudo.....	53
Figura 12 -	Diagramas ternários de classificação geoquímica.....	55
Figura 13 -	Diagramas de classificação química para metagranitoides e metabásicas do CJF.....	56
Figura 14 -	Diagramas de classificação geoquímica para os metagranitoides do CJF.....	57
Figura 15 -	Diagramas de Elementos Terras Raras e Elementos Traço para os metagranitoides do CJF.....	60
Figura 16 -	Diagramas de classificação geoquímica para os metagranitoides do CJF.....	61
Figura 17 -	Diagramas de Elementos Terras Raras (ETR) e Elementos Traço para as rochas metabásicas do CJF	63
Figura 18 -	Diagramas de classificação geotectônica para as rochas básicas do CJF.....	64
Figura 19 -	Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras MAJF 25 e MAJF 32.....	65
Figura 20 -	Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras MAJF 28 e CMH 01.....	67
Figura 21 -	Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras MAJF 26 e CT-VC-08D.....	68

Figura 22 -	Imagens de catodoluminescência (CL) e diagrama de concórdia da amostra CMH 39.....	70
Figura 23 -	Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras AD-VC-241A 26 e SJ-VC-72A.....	71
Figura 24 -	Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia da amostra MR-VC-23A.....	72
Figura 25 -	Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras MAJF 14 e MAJF 16.....	74
Figura 26 -	Evolução isotópica de Nd e Sr para as rochas do CJF.....	76
Figura 27 -	Mapa geológico da área de estudo com os resultados obtidos.....	79
Figura 28 -	Diagramas ternários de classificação geoquímica.....	81
Figura 29 -	Diagramas de classificação geoquímica para as rochas do CJF.....	81
Figura 30 -	Diagrama triangular para classificação de TTGs.....	84
Figura 31 -	Padrão de ETR e elementos traço dos metagranitoides estudados.....	87
Figura 32 -	Classificação litogeoquímica dos metagranitoides do CJF.....	88
Figura 33 -	Padrão de ETR e elementos traço para as ortogranulitos básicos do CJF.....	90
Figura 34 -	Diagramas de ambiente tectônico para os ortogranulitos básicos do CJF.....	90
Figura 35 -	Diagramas ternários petrogenéticos para os metagranitoides do CJF.....	93
Figura 36 -	Evolução isotópica de Hf e Sr para as rochas do CJF.....	93
Figura 37 -	Compilação dos pulsos magmáticos no tempo para as rochas do CJF.....	96
Figura 38 -	Comparação dos pulsos magmáticos dos terrenos paleoproterozoicos e arqueanos da borda SE do Paleocontinente São Francisco.....	97

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Limites de detecção para os elementos maiores da análise litogeoquímica.....	28
Tabela 2 -	Limite de detecção para elementos menores e traços.....	28
Tabela 3 -	Pontos de amostragem para geocronologia U-Pb.....	32
Tabela 4 -	Compilação de dados Geocronológicos (U-Pb em zircão) para o CJF.....	43
Tabela 5 -	Dados isotópicos de Sm, Nd e Sr.....	77
Tabela 6 -	Síntese dos resultados obtidos.....	79
Tabela 7 -	Principais características geoquímicas dos metagranitoides do CJF.....	83

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	11
1	CARACTERIZAÇÃO DA PESQUISA	16
1.1	Objetivos	16
1.2	Estruturação da tese	16
1.3	Área de estudo	18
1.4	Fundamentação teórica e padronização de termos	19
1.4.1	<u>Petrografia</u>	19
1.4.2	<u>Litogeoquímica</u>	20
1.4.3	<u>Ciclos Tectônicos</u>	21
2	MATERIAIS E MÉTODOS	24
2.1	Introdução	24
2.2	Construção do banco de dados	24
2.3	Petrografia	25
2.4	Geoquímica elementar em rocha total	26
2.4.1	<u>Preparação das amostras</u>	26
2.4.2	<u>Análise Química</u>	27
2.5	Geologia Isotópica de Sm- Nd e Sr em rocha total	29
2.5.1	<u>Análise Isotópica</u>	30
2.6	Geocronologia U-Pb em zircão	31
2.6.1	<u>Amostragem</u>	31
2.6.2	<u>Preparação dos concentrados dos grãos de zircão</u>	32
2.6.3	<u>Montagem e imageamento dos grãos de zircão</u>	33
2.6.4	<u>Obtenção das idades U-Pb e tratamento dos dados</u>	33
2.7	Geologia Isotópica de Lu-Hf	34
3	GEOLOGIA REGIONAL	35
3.1	Paleoproterozoico na Plataforma Sul Americana	35
3.2	O Complexo Juiz de Fora – Evolução do conhecimento	40
3.3	Modelo evolutivo para as rochas do Complexo Juiz de Fora	45
4	RESULTADOS	47
4.1	Geologia da área de estudo	47
4.1.1	<u>Metagranitoides</u>	49

4.1.2	<u>Ortogramulitos básicos</u>	50
4.2	Litogeoquímica	54
4.2.1	<u>Metagramulitoides</u>	54
4.2.1.1	Tonalitos – Thronhjemitos – Granodioritos (TTG)	55
4.2.1.2	Sanukitoides.....	57
4.2.1.3	Granitoides Híbridos I.....	58
4.2.1.4	Granitoides Híbridos II.....	59
4.2.2	<u>Ortogramulitos básicos</u>	61
4.2.2.1	E-MORB.....	61
4.2.2.2	IAT (Toleítos de arco)	62
4.2.2.3	WPT (Toleítos intraplaca)	62
4.3	Geocronologia U-Pb em zircão	64
4.4	Isótopos de Sm, Nd e Sr	75
4.5	Isótopos de Lu e Hf	77
4.6	Síntese dos resultados obtidos	78
5	DISCUSSÕES	80
5.1	Classificação geoquímica dos metagramulitoides	80
5.1.1	<u>TTGs</u>	83
5.1.2	<u>Sanukitoides</u>	84
5.1.3	<u>Granitoides Híbridos I e II</u>	85
5.1.4	<u>Granitoides de médio K</u>	86
5.2	Classificação geoquímica dos ortogramulitos básicos	89
5.3	Significado petrogenético e evolução geodinâmica do Complexo Juiz de Fora	91
5.4	Distribuição dos litotipos no tempo e novas fronteiras	94
5.5	Correlações com demais terrenos da borda sul do Paleocôntinente São Francisco ...96	
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	98
	REFERÊNCIAS	99
	APÊNDICE A – Dados analíticos: Geoquímica em rocha total	112
	APÊNDICE B – Dados analíticos: Geocronologia U-Pb em zircão	134
	APÊNDICE C – Dados analíticos: Sm-Nd e Sr-Sr em rocha total	163
	APÊNDICE D – Dados analíticos: Lu-Hf em zircão	164
	APÊNDICE E – Artigo 1 – <i>Geoscience Frontiers</i>	166

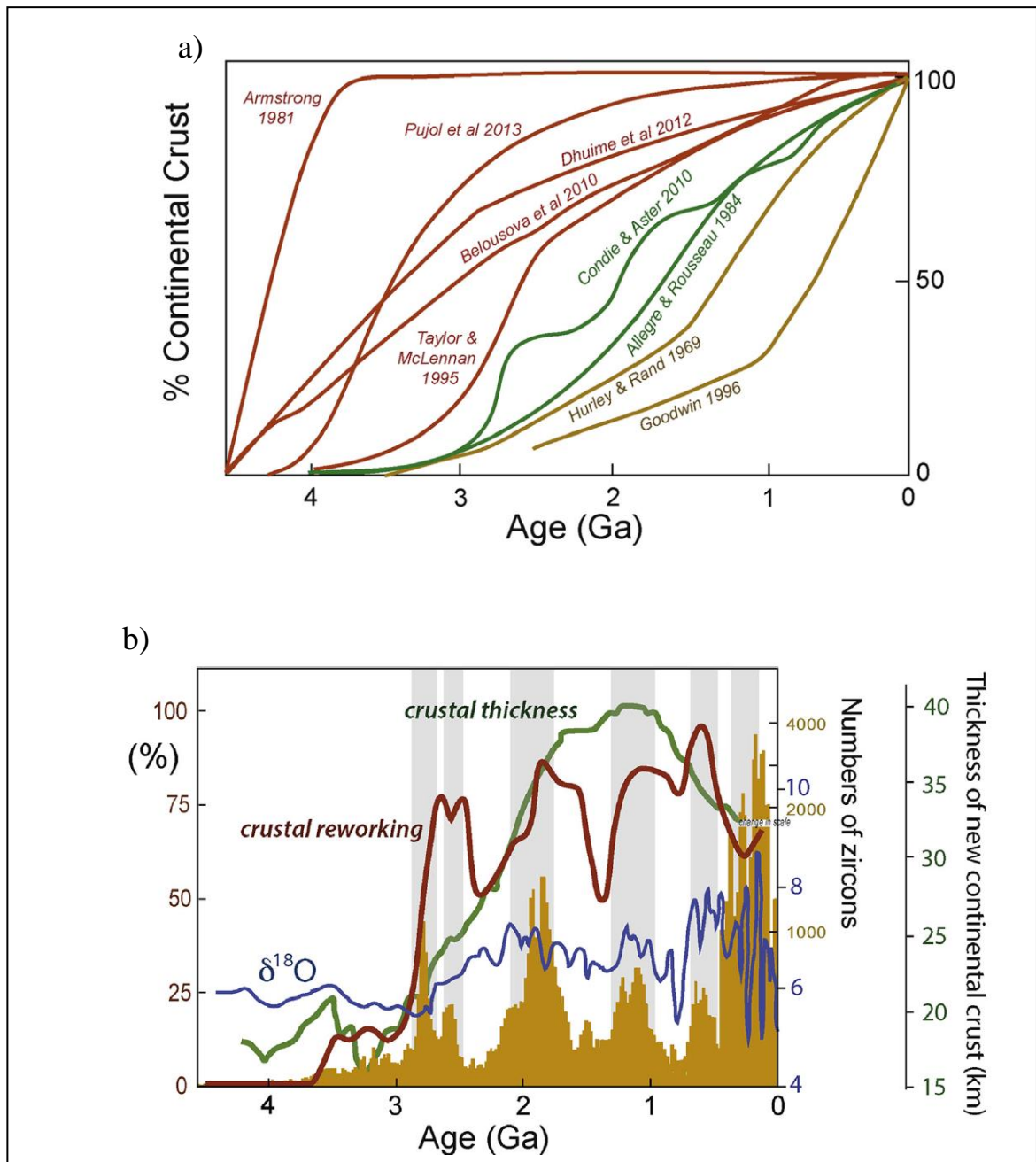
INTRODUÇÃO

Estudos de natureza geoquímica, geocronológica e isotópica em núcleos cratônicos arqueanos bem como em cinturões de dobramentos proterozoicos são amplamente utilizados para formulação de hipóteses acerca da evolução geológica do planeta no Pré-Cambriano. Tais hipóteses abrem precedentes para investigações referentes a geologia aplicada, com relevância econômica, mas principalmente para discussões acerca da terra antiga e evolução da crosta nesses 4,6 bilhões de anos de sua história (CAWOOD *et al.*, 2016; CONDIE, 1994, 2005; DILEK; FURNES, 2014; HEILIMO *et al.*, 2010; LAURENT *et al.*, 2014; VAN KRANENDONK *et al.*, 2019a). A problemática que se apresenta no estudo de terrenos antigos se dá tanto pela escassez dos registros como pelo intenso retrabalhamento tectono-termal ao qual foram submetidos, fazendo com que a reconstituição de sua história seja um trabalho árduo.

Uma das características mais interessantes no estudo de evolução crustal é a possibilidade de obter-se uma série de evidências a partir do estudo de grãos de zircão combinados com dados isotópicos (Figura 1a). A periodicidade de picos e vales numa distribuição de idades magmáticas U-Pb, quando plotadas num histograma, tem sido utilizada para interpretações diversas, e não necessariamente unânimes, sobre processos de formação da crosta continental (CONDIE, 1998, 2004; HAWKERSWORTH *et al.*, 2009, 2010, 2013, 2019). De acordo com Cawood *et al.* (2013) e Hawkerswoth *et al.* (2013) os picos e vales obtidos a partir dessas idades de U-Pb em zircão (Figura 1b) são uma espécie de “digital” que retratam o desenvolvimento de supercontinentes. Nesse sentido, para além dos importantes debates sobre o Paleoproterozoico ser um estágio transicional entre uma prototectônica de placas, num regime de fluxo térmico arqueano (diferente do Proterozoico e Fanerozoico) e aquilo que conhecemos como tectônica de placas moderna (CAWOOD *et al.*, 2006; CONDIE, 2005; HEILIMO, 2010; LAURENT *et al.*, 2014; WINDLEY *et al.*, 1995), os dados geocronológicos e litoquímicos são ferramentas indispensáveis para tais interpretações.

A maior parte dos terrenos Pré-Cambrianos são caracterizados por núcleos arqueanos, com rochas mais antigas que 2,5 Ga (cerca de 10% da disposição espacial em área da crosta continental), constituídos por complexos gnáissicos e *greenstone belts* (CONDIE, 1981; MOYEN, 2011; WINDLEY, 1995) além de unidades proterozoicas muitas vezes associadas a orógenos acrescionários e/ou colisionais (CONDIE, 2005) e convergência de massas continentais arqueanas (CONDIE; KRÖNER, 2013).

Figura 1 – Modelo de geração de crosta continental ao longo do tempo

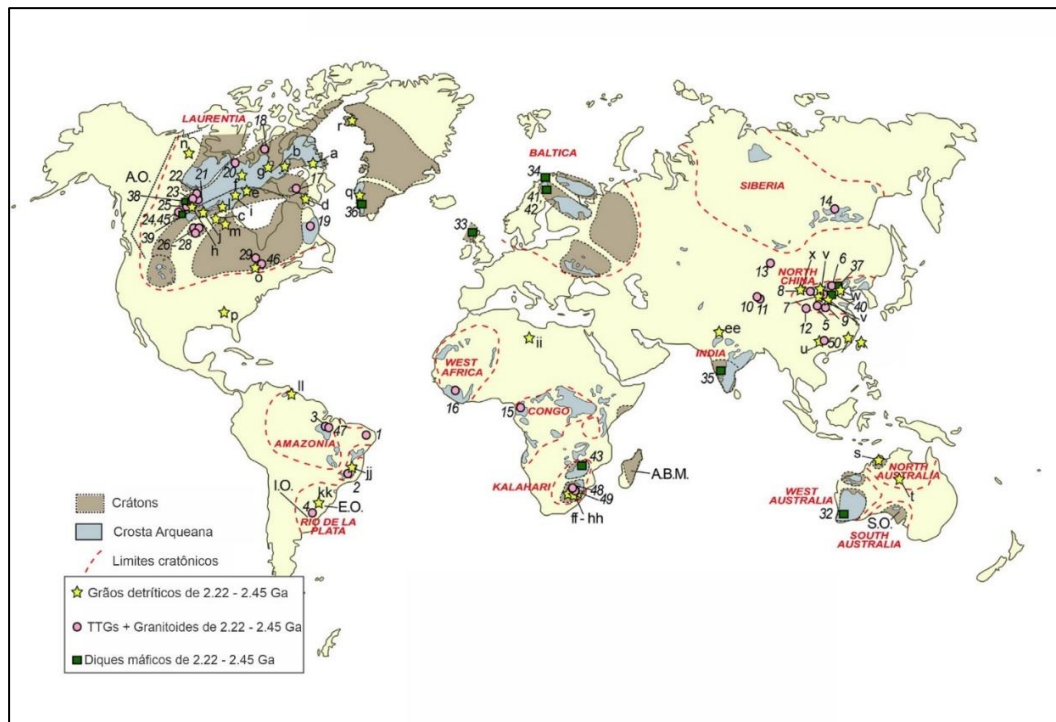


Legenda: (a) Modelo de crescimento crustal ao longo do tempo. Linhas em marrom são baseadas na distribuição de rochas do embasamento de diferentes idades preservadas no registro geológico. As curvas verdes são baseadas na distribuição das idades modelo em rochas expostas refletindo o volume relativo de crosta existente em diferentes períodos. As demais curvas modelam o volume de crosta presente em diferentes períodos da história da terra, de forma cumulativa, ainda que não estejam mais presentes na terra atual; (b) Resumo das possíveis mudanças ocorridas no final do Arqueano: Desenvolvimento de supercontinentes evidenciado pelos picos marrons. Intensificação do retrabalhamento crustal indicado pelo aumento da razão de Hf em zircão e da mudança de crosta máfica juvenil para crosta de composição intermediária acompanhado de um aumento da espessura crustal.

Fonte: Hawkersworth *et al.*, 2019.

Os crátons arqueanos constituídos pelos gnaisses TTGs associados aos *greenstone belts* (CONDIE 1981; WINDLEY 1995) são muito estudados ao redor do mundo. Todavia, na última década, tem aparecido na literatura científica uma série de trabalhos sobre a geração de TTGs e (meta) granitoides paleoproterozoicos associados a rochas básicas e sequências sedimentares que podem indicar um diacronismo em relação ao regime tectônico do planeta. Um desafio se impõe quando metagranitoides polifásicos, que representam litotipos justapostos no tempo e no espaço, são submetidos a mais de um ciclo tectônico de retrabalhamento, deixando no registro geológico complexos metaígneos de variável composição química e isotópica, como aqueles localizados na borda SE do Cráton do São Francisco (CORDANI; SATO, 1999; TEIXEIRA *et al.*, 2000; BARBOSA; SABATÉ, 2004; ALKMIN; NOCE, 2006; NOCE *et al.*, 2007; ÁVILA *et al.*, 2010; OLIVEIRA *et al.*, 2010; ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; HEILBRON *et al.*, 2017; MOREIRA *et al.*, 2018; BARBOSA *et al.*, 2019; BERSAN *et al.*, 2020, 2021; BRUNO *et al.*, 2020, 2021; CUTTS *et al.*, 2020). Nesse sentido, o mapeamento geológico de bordas cratônicas, bem como a determinação de pulsos magmáticos geradores dos diferentes terrenos que compõem orógenos acrescionário e/ou colisionais paleoproterozoicos se mostram fundamentais para o entendimento da evolução crustal no nosso planeta.

Figura 2 – Crátons e limites cratônicos no mundo



Legenda: Compilação de idades magmáticas U-Pb em zircão entre 2,45 e 2,22 Ga no mundo. Círculos rosas são rochas ígneas/metaígneas com TTGs + intrusivas e/ou vulcanogênicas associadas. Estrelas amarelas são sucessões sedimentares com idades U-Pb em zircão detrítico.

Quadrados verdes são diques máficos de idades entre 2,45 e 2,22 Ga. Tabela com maiores detalhes sobre as unidades compiladas está no material suplementar de Partin *et al.*, 2014.

Fonte: Partin *et al.*, 2014.

A presente tese contempla os resultados obtidos na pesquisa realizada no Complexo Juiz de Fora, doravante CJF, que integra a extensão da margem SE do Cráton do São Francisco e representa um terreno tectono-estratigráfico intensamente deformado e metamorfizado, constituindo o embasamento granulítico do Orógeno Ribeira (Neoproterozoico). A história genética deste complexo é contemporânea a de blocos paleoproterozoicos que compõe a borda SE do Paleocontinente São Francisco relacionada ao setor Minas do Orógeno Minas-Bahia (Paleoproterozoico). A presente pesquisa envolve análises petrográficas, litogeoquímicas, de geologia isotópica Sm-Nd, Sr-Sr e Lu-Hf e geocronológicas em zircão (U-Pb) das rochas que caracterizam o CJF.

De acordo com Bruno *et al.* (2020), o mapeamento da continuidade lateral dos complexos do embasamento dos Orógeno Ribeira e Araçuaí, de idades neoproterozoicas, aliado a divulgação de dados isotópicos e geocronológicos, compõem um importante tópico para o entendimento da orogênese Minas-Bahia. Nesse sentido, a presente tese tem como foco a obtenção e interpretação de novos dados de natureza geoquímica e isotópica de ortogranulitos do CJF.

Dentro do contexto do Orógeno Ribeira, a área de estudo está inserida no Terreno Ocidental, caracterizado pelos Domínios Tectônicos Juiz de Fora e Andrelândia, ambos com embasamento pré 1,7 Ga cuja principal diferença se dá pelo grau metamórfico de seus litotipos: enquanto o CJF, embasamento do Domínio Juiz de Fora, é caracterizado por ortogranulitos, o Complexo Mantiqueira, embasamento do Domínio Andrelândia, é caracterizado por ortognaisses em fácies anfíbolito (HEILBRON, 1995; HEILBRON *et al.*, 2000, 2008, 2017b). Diversos trabalhos foram realizados em áreas dos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais como por exemplo Nossa Senhora do Amparo, Valença, Três Rios, Santo Antônio de Pádua, Itaperuna e Juiz de Fora, onde essas rochas afloram, mais ainda se faz necessário o detalhamento desta unidade em diversas regiões, incluindo a região da presente pesquisa.

A tese apresentada, pretende contribuir para o tema abordado a partir de metodologia integrada no que diz respeito ao estudo dos ortogranulitos, dentre as quais destaco: revisão e compilação de mapas geológicos disponíveis no Laboratório de Estudos Tectônicos (LET) da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro; caracterizações petrográficas, litogeoquímicas com confecções de diagramas de classificação química e de ambiente tectônico; geocronologia U-Pb em zircão, com determinação de idades de

cristalização para os protólitos das rochas ortoderivadas, eventos metamórficos posteriores e possíveis grãos herdados; além de geologia isotópica se Sm-Nd, Sr-Sr e Lu-Hf, com determinações de áreas fontes para os protólitos dos ortogranulitos assim como tempo de residência crustal.

1 CARACTERIZAÇÃO DA PESQUISA

1.1 Objetivo

A presente tese tem como objetivo a definição de um modelo de evolução geodinâmica para os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, com foco na orogênese Riacciana-Orosiriana, a partir da caracterização dos diferentes pulsos magmáticos e suas respectivas fontes geradoras bem como dos estágios tectônicos em que os protólitos dos ortogranulitos foram gerados.

1.2 Estruturação da Tese

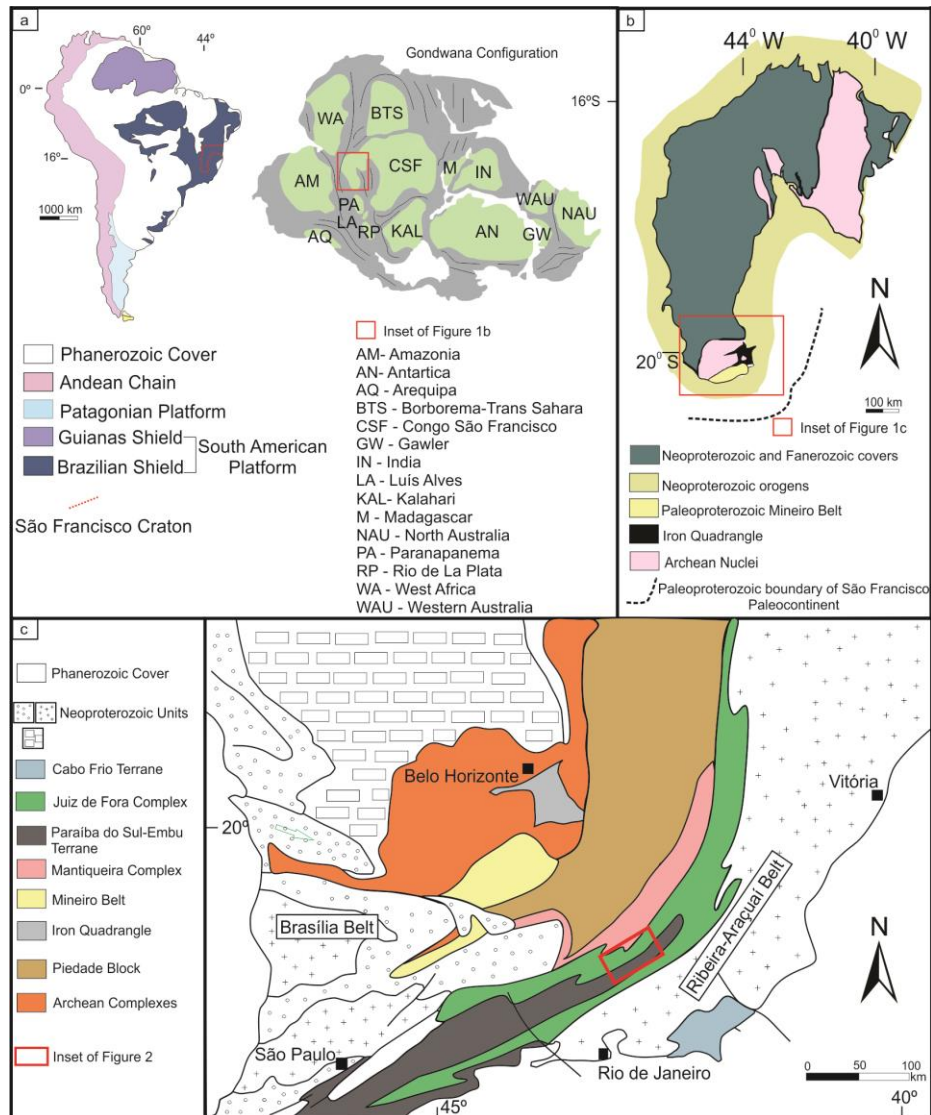
Esta tese está estruturada em capítulos da seguinte maneira:

1. **Caracterização da Tese:** Apresentação sintética com delimitação da área de estudo e problemática da pesquisa, com objetivos gerais e específicos. Apresentação da fundamentação teórica e padronização de termos.
2. **Materiais e Métodos:** Descrição das técnicas e procedimentos utilizados na pesquisa para obtenção e interpretação dos novos dados.
3. **Geologia Regional:** Apresentação do contexto geotectônico no qual a área de pesquisa está inserida, em consonância com a “Evolução do Conhecimento” para as rochas do Complexo Juiz de Fora.
4. **Resultados:** Os resultados da presente tese versam sobre dois conjuntos de dados coligidos em momentos distintos e publicados\submetidos em diferentes periódicos, ambos de língua inglesa e são apresentados no capítulo 4 da presente tese. Uma parte dos resultados está publicada no periódico *Geoscience Frontiers*, com o título “*Rhyacian-Orosirian tectonic history of the Juiz de Fora Complex: Evidence for an Archean crustal reservoir within an island-arc system*”. O segundo conjunto de dados está em processo de submissão e versa sobre uma revisão conceitual da caracterização litogeoquímica das rochas estudadas e apresentará novos dados de geocronologia U-Pb em zircão e dados isotópicos de Sm, Nd e Hf, e será discutida uma nova proposta de modelo evolutivo para as rochas estudadas.

5. **Discussões:** Integração das informações apresentadas no capítulo 4 aos dados previamente publicados na literatura com discussões sobre a caracterização litogeoquímica do CJF, o significado petrogenético das suas unidades, a distribuição dos litotipos no tempo com considerações acerca da evolução geodinâmica e uma breve discussão correlacionando o complexo estudado com outros terrenos que integram a borda SE do Paleocontinente São Francisco.
6. **Considerações finais:** Síntese das principais conclusões obtidas nesta tese para a região estudada.

1.3 Área de Estudo

Figura 3 – Área de estudo no contexto regional



Legenda: Mapa de localização dentro do contexto geotectônico regional com delimitação da área de estudo em vermelho.

Fonte: Heilbron *et al.*, 2010; Alkmim e Martins-Neto, 2012; Moreira *et al.*, 2018, modificado pelo autor, 2023.

As rochas do Complexo Juiz de Fora afloram a partir da porção do estado de Minas Gerais e na porção sudoeste do estado do Rio de Janeiro, estendendo-se até a cidade de Governador Valadares, porção leste do estado de Minas, constituindo um terreno de formato arqueado com aproximadamente 400 km de extensão. A presente pesquisa contempla uma área

de aproximadamente 4500 km² englobando as cidades de Cataguases, Juiz de Fora, Leopoldina e Mar de Espanha (Minas Gerais) e Além Paraíba e Três Rios (Rio de Janeiro).

1.4 Fundamentação teórica e padronização de termos

Nesta seção discutirei brevemente alguns aspectos teóricos relativos à petrologia e a litogeoquímica com a finalidade de explicitar as escolhas de alguns termos utilizados bem como os conceitos tectônicos levados em consideração para elaboração do modelo proposto.

1.4.1 Petrografia

Não há um consenso quanto a nomenclatura das rochas mapeadas como CJF. Embora diversos autores utilizem o termo “ortogranulito” (HEILBRON *et al.*, 2010; ARAUJO *et al.*, 2019b, 2021) para se referir a estas unidades, outros usam o termo “Ortognaisses em fácies granulito” (KURIBARA *et al.*, 2019). Sendo assim, utilizarei na presente tese a definição dada pela Subcomissão de Sistematização de Rochas Metamórficas (SSRM) da União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS) para os granulitos:

*Granulite is a high-grade metamorphic rock in which Fe-Mg-silicates are dominantly hydroxyl-free; the presence of feldspar and the absence of primary muscovite are critical, cordierite may also be present. The mineral composition is to be indicated by prefixing the major constituents. The rocks with > 30% mafic minerals (dominantly pyroxene) may be called mafic granulites, those with < 30% mafic minerals (dominantly pyroxene) may be called felsic granulites. The term should not be applied to ultramafic rocks, calc-silicate rocks, marbles, ironstones or quartzites. (COUTINHO *et al.*, 2007)*

Em tradução livre, o termo “granulito” deve ser utilizado para rocha metamórfica de alto grau com silicatos de Fe e Mg livres de OH⁻. Presença de feldspato e ausência de muscovita primária são essenciais e cordierita pode estar presente. Rochas com mais de 30% de minerais máficos (piroxênio dominando) devem ser chamados de granulitos máficos e rochas com menos de 30% de minerais máficos devem ser chamados de granulitos félsicos. Granulitos não englobam rochas ultramáficas, calciossilicáticas, mármore, formações ferríferas e quartzitos.

Nesse sentido, optou-se usar o termo “ortogranulito” para designar as rochas no espaço e no tempo com base em suas características petrográficas, onde o prefixo orto- indica um protólito ígneo, e os termos charnockitos, enderbitos e charno-enderbitos no sentido utilizado por Le Maitre (1989; 2002) para referir-se, de maneira genérica, a composição química dos granitoides com ortopiroxênio em sua composição. É importante citar que a SSRM não impede que designemos como granulito rochas em fácies anfibolito superior, uma vez que as características mineralógicas da rocha são fortemente influenciadas por sua química. Sendo assim, mesmo as rochas que apresentam feições de metamorfismo retrogrado em fácies anfibolito na área de estudo, serão chamadas de granulitos por apresentarem paragênese compatível com a definição apresentada.

É importante salientar que, como exposto no subitem 1.1, o objetivo principal desta tese é construir um modelo de evolução geodinâmica para as rochas do CJF, com foco na caracterização dos pulsos magmáticos responsáveis pela geração de suas associações litológicas. Sendo assim, o retrabalhamento Neoproterozoico que afetou em larga escala a área de estudo e que define a nomenclatura das rochas no tempo presente já foi amplamente abordado na literatura, como nos trabalhos de Duarte *et al.*, 2000 e Heilbron *et al.*, 2000, e não é o foco da presente pesquisa.

1.4.2 Litogeoquímica

Diversos autores utilizam como base teórica para a caracterização de granitoides, principalmente neoarqueanos, os trabalhos de Moyen *et al.* (2018), Martin *et al.* (2005), Halla *et al.* (2009), Heilimo *et al.* (2010) e Laurent *et al.* (2014). Todavia, essa abordagem também tem sido utilizada para granitoides Paleoproterozoicos (MOREIRA *et al.*, 2018; BRUNO *et al.*, 2020, 2021; ARAUJO *et al.*, 2021) por satisfazer as condições químicas estabelecidas pelos autores supracitados. Além disso, diversos autores têm se valido de termos análogos como “*TTG-like suites*”, “*Sanukitoid-like magmatism*”, e “*TTG-affinitie suites*” para designar os aspectos geoquímicos de granitoides gerados em eventos posteriores ao Arqueano (GAO *et al.*, 2022; AIDOO *et al.* 2021). Embora alguns estudos usem tais classificações para realizar inferências acerca dos modelos de geração de crosta, o aspecto temporal não é uma característica que exclua a utilização de tais classificações. Sendo assim, a abordagem litogeoquímica utilizada para classificar os granitoides metamorfizados em fácies granulito na

presente tese vai de encontro com as recentes publicações científicas que versam sobre os pulsos magmáticos Paleoproterozoicos relacionados à orogênese Riacciana-Orosiriana na borda sul do Cráton São Francisco (MOREIRA *et al.*, 2018, BRUNO *et al.*, 2020; 2021). Nesse contexto, seguimos a sistemática de Laurent *et al.* (2014) e Moyen (2019) para a classificação de TTGs, sanukitoides e granitoides híbridos.

1.4.3 Ciclos tectônicos

A abordagem utilizada para elaborar um modelo tectônico que contemple as rochas estudadas leva em consideração o processo de abertura, evolução e fechamento de uma bacia oceânica, no contexto da tectônica de placas moderna, chamado de Ciclo de Wilson (FRISCH *et al.*, 2011). Tal ciclo se inicia com a quebra de um bloco continental a partir do rifteamento da litosfera e consequente geração de crosta oceânica (FRISCH *et al.*, 2011). Com o amadurecimento e esfriamento da nova litosfera oceânica, há subducção de uma placa oceânica e magmatismo de arco intra-oceânico (orógeno acrescionário), com formação de arcos de ilhas e bacias do tipo *back arc*. Quando a velocidade de subducção excede a velocidade do espalhamento oceânico, haverá a docagem de outros arcos magmáticos, produzindo magmas mais diferenciados. A assinatura isotópica ocorre de forma conjunta a uma geoquímica típica de ambientes de arcos magmáticos mais evoluídos com alto fracionamento LILE/HFSE, anomalias negativas de Nb-Ta-Ti e unidades litológicas do tipo BADR (Basaltos-Andesitos-Dacitos-Riolitos).

Durante um longo estágio de atividade magmática síncronos aos processos colisionais metamorfismo em escala regional são registrados. Seguido desse longo período de magmatismo de arco e deformação acrescionária há um evento de menor duração (100 – 150 Ma) responsável pela colagem de continentes (colisão continental) que pode envolver, além de microplacas, conjunto de arcos e terrenos exóticos. Essas amalgamações em escala continental são evidenciadas pela presença de estruturas compressivas (tramas planares e lineamentos, dobras, zonas de cisalhamento) e dados isotópicos variados (Lu-Hf, Sm-Nd, Sr-Sr). Essas colisões continentais resultam num espessamento crustal, podendo ocorrer fusão parcial da crosta, gerando associações geoquimicamente evoluídas (alto teor de K, Al e elementos incompatíveis

como Th, U e HREE, associado a fonte), com granitoides sin colisionais que normalmente possuem valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$.

Com o cessamento\relaxamento dos tensores compressivos, seguido do pico metamórfico regional, pode ocorrer um período de produção de magmatismo tardi colisional e pós colisional, normalmente associado e presença de granitos do tipo S e A (WINTER *et al.*, 2014) e assinaturas de sanukitoides enriquecidos em elementos compatíveis com o manto (Ni, Cr e V) e elementos incompatíveis como HFSE e LILE (LREE, Sr, Nb, Ta, Ba, Zr, Hf) assim como os altos teores de óxidos ferromagnesianos (FeO e MgO) e óxidos de potássio (BRUNO *et al.*, 2020, 2021). Os sanukitoides, por possuírem características tanto de afinidade com a crosta, quanto com o manto, provavelmente são derivados de uma fonte mantélica metassomatizada por fluidos enriquecidos em elementos incompatíveis oriundos da crosta (LAURENT *et al.*, 2014) e podem estar associados a diferentes estágios tectônicos (pré até tardi colisional). A fusão parcial do manto depois da amalgamação de massas continentais pode ser fruto de um *rebound*/relaxamento litoestático, acumulação de calor devido ao espessamento da crosta, *slab break-off* e delaminação da litosfera (DILEK; ALTUNKAYNAK, 2007). Granitoides híbridos (LAURENT *et al.*, 2014) são rochas que apresentam alto-K e alta heterogeneidade geoquímica, por serem produtos dos pulsos magmáticos anteriormente citados, podendo ocorrer ou não contemporaneamente aos sanukitoides.

De forma sintetizada, temos que um ciclo tectônico completo envolve: 1) rifteamento de uma litosfera pré-existente com instalação de uma bacia oceânica; (2) atividade prolongada de geração de crosta juvenil a partir da instalação de um arco magmático intra-oceânico por conta da subducção de litosfera; (3) amadurecimento do arco magmático instalado e possíveis episódios acrescionários; (4) orogênese colisional com deformação compressiva e magmatismo sin colisional durante espessamento crustal; e (5) descompressão pós orogênica gerando predominância de magmas do tipo híbridos (de alto K), sucedido por um magmatismo intraplaca que pode levar a um rifteamento e implantação de novas bacias oceânicas.

É importante salientar que para além das discussões sobre processos tectônicos distintos que possivelmente atuavam na geração de crosta durante o Arqueano, a classificação litogeoquímica adotada nesta tese, análoga a classificação de rochas neoarqueanas, não é contraditória a utilização de termos e definições de processos tectônicos modernos, como muito bem pontuado por Laurent *et al.*, 2014, que se vale de termos como “*slab retreat*”, “*slab break-off*”, “*ongoing convergence*”, “*lithosphere delamination*” para inferir sobre a geração de pulsos

magmáticos com assinaturas de TTGs, sanukitoides e granitoides híbridos associando-os a eventos pré, sin, tardi e pós colisionais.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Introdução

A realização da presente tese envolveu quatro etapas diversas: (i) pré campo, com geração de acervo de dados de mapeamento, descrição de lâminas petrográficas herdadas das turmas de Estágio de Campo desenvolvida pelo grupo TEKTOS da faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro; (ii) campo para coleta de amostras e revisitação aos contatos entre as rochas do CJF com as rochas metassedimentares; (iii) procedimentos laboratoriais para preparação de amostras e consolidação do acervo de dados e (iv) aquisição e interpretação dos novos dados obtidos.

2.2 Construção do banco de dados

A primeira etapa consistiu na construção de um banco de dados tendo como base o levantamento bibliográfico concernente a caracterização geológica da área de estudo. Neste processo, artigos científicos publicados nos últimos 50 anos, além de teses de doutorado, dissertações de mestrado, mapas geológicos e cadernetas de campo de variados autores foram consultadas. As bases cartográficas utilizadas foram cartas topográficas do IBGE (1:50000).

A presente tese se desenvolveu a partir da reinterpretação parcial dos dados relativos à dissertação de mestrado do autor à luz das novas discussões tectônicas acerca da evolução dos terrenos Pré-Cambrianos do orógeno Minas-Bahia. Tais dados foram integrados a outros ainda não publicados, do acervo do grupo de Pesquisa Tektos, da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, sob atual coordenação da Professora Dra. Monica Heilbron. O trabalho de campo foi realizado no segundo semestre de 2017 e consistiu na revisão dos contatos relativos a interdigitação das rochas ortogranulíticas do CJF com as rochas metassedimentares da Sequência Andrelândia, mas sobretudo na coleta de amostras relativas aos ortogranulitos para posteriores caracterizações petrográficas, litogeoquímicas e geocronológicas. Deu-se prioridade aos cortes nas estradas e afloramentos em drenagens para a coleta das amostras. Novas descrições dos afloramentos e aquisições de medidas estruturais

também foram realizadas. Os materiais utilizados nesta etapa foram: bússola geológica, GPS, mapas topográficos e mapas geológicos.

Para a presente tese foram descritas cerca de 50 lâminas delgadas relativas as rochas do CJF (dentro e fora da região estudada). Os dados submetidos envolvem: caracterização petrográfica de um conjunto de 32 novas amostras; 32 novas amostras de geoquímica de rocha total (com integração e reclassificação de análises químicas já publicadas, totalizando 92 amostras), 12 idades U-Pb em zircão e 12 análises isotópicas de Sm-Nd e Sr-Sr em rocha total e 5 análises de Lu-Hf em zircão.

2.3 Petrografia

Esta etapa diz respeito as análises petrográficas das unidades litológicas relativas ao CJF que ocorrem na área de estudo. Um total de 50 lâminas delgadas foram descritas, sendo 12 relativas aos dados novos coletados e 38 herdadas de trabalhos anteriores realizados durante a disciplina de Estágio de Campo II (Mapeamento de terrenos de alto grau metamórfico) no ano de 1992. As lâminas delgadas foram confeccionadas no LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras) e suas descrições foram realizadas a partir da utilização de microscópio Zeiss Axioscope A1 de luz transmitida, com objetivas de aumento de 2,5, 10, 20 e 40 vezes nas seções delgadas convencionais (espessura de 30 μm e recobertas por bálsamo e lamínula). Fotomicrografias das feições texturais, estruturais e mineralógicas foram realizadas com microscópio e câmera digital acoplada. As imagens foram extraídas através do software AxioVision Rel 4.8. Com o objetivo de obter uma estimativa acerca das porcentagens dos minerais observados nas lâminas delgadas, análises modais foram realizados com a utilização do charriot acoplado ao microscópio ótico. Os equipamentos pertencem ao Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia (FGEL) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Finalmente, as imagens foram tratadas nos softwares Adobe Lightroom Classic e Corel Draw 2020.

2.4 Geoquímica elementar em rocha total

Quatro grandes etapas sustentam o processo de análise litogeoquímica: seleção das amostras, processamento das amostras selecionadas, análises laboratoriais e tratamento dos dados. Foram selecionadas 32 amostras englobando granitoides (17 amostras) e metabásicas (15 amostras) com paragênese típica de fácies granulito.

2.4.1 Preparação das amostras

O processamento das amostras foi feito no LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras) na UERJ. Seguindo um conjunto ordenado de procedimentos, as amostras foram preparadas como se segue:

- a) corte em serra: procedimento realizado pela equipe técnica do laboratório, cujo objetivo é reduzir a amostra a slabs de aproximadamente 9,0 cm³ visando descartar possíveis porções de alteração supergênica;
- b) britagem manual: a partir do uso de martelo, bigorna e sacolas plásticas para impedir a contaminação, os slabs previamente citados são submetidos a britagem manual para a comuição das amostras a fração de grânulos;
- c) quarteamento: procedimento utilizado para homogeneizar a amostra britada manualmente;
- d) moagem: redução das amostras previamente quarteadas a fração pó (200 #) a partir da utilização de moinho de bolas de carbetto de Tungstênio;
- e) pesagem e acondicionamento: nesta etapa, o pó resultante é pesado e 15 g deste é condicionado em potes de plástico e vedados para seguirem para o laboratório de análise.

2.4.2 Análise química

O material preparado foi enviado para o ACTLABs (Activation Labs) em Ontario, no Canadá, para que fossem realizadas as 32 análises litogeoquímicas para os ortogranulitos do CJF na área estudada. O método utilizado para as análises foi o de fusão e digestão total em ICP (Inductively Coupled Plasma) para elementos maiores e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) para elementos traço, incluindo os elementos terras raras. Os procedimentos analíticos foram feitos com base no protocolo 4Litho, que é uma combinação dos protocolos 4B (rocha total a partir da fusão com metaborato/tetraborato de lítio em ICP), para elementos maiores, menores e alguns elementos traços, e do protocolo 4B2 (elementos traço por ICP/MS), para os demais elementos traços.

As amostras são analisadas em sistema de grupos. Cada grupo contém um reagente branco, material de referência certificado e com replicação de 6%. As amostras são misturadas a um fundente constituído por metaborato de lítio (LiBO_2) e tetraborato de lítio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) e levadas a um forno de indução. O fundido é colocado imediatamente numa solução com 5% de ácido nítrico (HNO_3) contendo um padrão interno e misturado de forma contínua até dissolver completamente, o que leva cerca de 45 minutos. Finalmente, as amostras são submetidas a análise de elementos maiores, menores e parte dos traços num equipamento Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP ou Varian Vista 735 ICP (Pacote 4B). As calibrações são realizadas com 7 padrões USGS e CANMET. Um desses padrões é utilizado para cada grupo de 10 amostras. Os elementos traços restantes são diluídos e analisados a partir do equipamento Perkin Elmer Sciex ELAN 71 6000, 6100 ou 9000 ICP/MS (Pacote 4B2). Os limites de detecção para os elementos maiores e traço são apresentados na tabela 1.

O tratamento dos dados foi realizado com a utilização do software Microsoft Excel juntamente com o GCDKit (Geochemical Data Toolkit) de Janousek *et al.* (2006, 2016) em plataforma R. Os dados analíticos completos podem ser obtidos no APÊNDICE A da presente tese.

Tabela 1 - Limites de detecção para os elementos maiores da análise litogeoquímica

Óxidos	Limite de detecção (%)
Al ₂ O ₃	0,01
CaO	0,01
Fe ₂ O ₃	0,01
K ₂ O	0,01
MgO	0,01
MnO	0,001
Na ₂ O	0,01
P ₂ O ₅	0,01
SiO ₂	0,01
LOI (Perda ao Fogo)	0,01

Fonte: Actlabs, 2020.

Tabela 2 - Limite de detecção para elementos menores e traços

Elementos	Limite de detecção (ppm)
Ba	2
Be	1
Sc	1
Sr	2
V	5
Y	2
Zr	4
Ag	0,5
As	5
Ba	3
Bi	0,4
Ce	0,1
Co	1
Cr	20
Cs	0,5
Cu	10
Dy	0,1
Er	0,1
Eu	0,05
Ga	1
Gd	0,1
Ge	1
Hf	0,2
Ho	0,1
In	0,2
La	0,1
Lu	0,04
Mo	2
Nb	1
Nd	0,1

Fonte: Actlabs, 2020.

Tabela 2 (Continuação)

Elementos	Limite de detecção (ppm)
Rb	2
Sb	0,5
Sm	0,1
Sn	1
Ni	20
Pb	5
Pr	0,5
Sr	2
Ta	0,1
Tb	0,1
Th	0,1
Tl	0,1
Tm	0,05
U	0,1
W	1
Yb	0,1
Zn	30

Fonte: Actlabs, 2020.

2.5 Geologia isotópica de Sm- Nd e Sr em rocha total

Similarmente a etapa de geoquímica elementar em rocha total, para a geologia isotópica de Sm-Nd e Sr-Sr três etapas foram realizadas: seleção das amostras, processamento e tratamento dos dados. As amostras foram processadas no LGPA (Laboratório de Geologia e Processamento de Amostras) da Faculdade de Geologia da UERJ e 12 amostras, dentro do conjunto daquelas que foram submetidas as análises litogeoquímicas, foram enviadas para o LAGIR (Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos), também da Faculdade de Geologia (UERJ). Os procedimentos realizados para a preparação de amostras a serem analisadas pelo LAGIR foram exatamente os mesmos realizados na etapa de geoquímica em rocha total (ver subitem 2.4.1).

2.5.1 Análise isotópica

Os procedimentos químicos e espectrométricos para a obtenção dos dados isotópicos de Sm-Nd e Sr-Sr foram realizados no LAGIR (Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos) da UERJ. Em salas extremamente limpas, o LAGIR conta com sistema de purificação de água Milli-Q® e utilização de ácidos PA Merck® bi-deslitados em sub-ebulição para reduzir a contaminação a partir dos reagentes nas amostras e garantir a qualidade necessária. Para a técnica da diluição isotópica (DI), uma solução traçadora de $^{149}\text{Sm} - ^{150}\text{Nd}$ é adicionada a 20 - 50 mg da rocha pulverizada previamente preparada. A digestão química é realizada com uma mistura de HF (Ácido Fluorídrico) 48% e HNO_3 (Ácido Nítrico) 7M por três dias, seguido de HCl (Ácido clorídrico) 6M por dois dias, ambos em chapa quente a 130°C . Todos os procedimentos são realizados em recipientes de politetrafluoretileno (PTFE) Savillex®. A separação do Sr e dos elementos terras raras (ETR) é realizada em colunas de Teflon preenchidas com resinas de troca catiônica BioRad® AG-50W-X-8 (200 – 100 mesh). O Sr é separado com HCl 2,5M e os ETR com HCl 6M. Para a separação do Nd e Sm, a partir do coquetel de ETR, é feita uma coluna secundária constituída por resina Eichrom® LN-Spec (50 – 100 μm) e são utilizados HCl 0,18 N e HCl 0,5N, respectivamente. As amostras de Sm, Nd e Sr são carregadas separadamente em filamentos duplos de Re, previamente degasificados, utilizando ativador de ionização H_3PO_4 1N.

A determinação das razões isotópicas são obtidas a partir do espectrômetro ThermoFisher® TRITON multicoletor, em modo estático, com configuração de 8 copos Faraday para Sm e Nd e 5 para Sr. As razões isotópicas medidas são obtidas com erro padrão (2σ) com 160, 80 e 100 ciclos para os métodos Nd, Sm e Sr, respectivamente. As razões medidas são normalizadas para correção do fracionamento de massa a partir das razões naturais constantes de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$; $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0,5608$ e $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,3752$. Para análises de Sr também é utilizada a correção de interferência isobárica de Rb com $^{87}\text{Sr}/^{85}\text{Rb} = 0,3860$. A razão média de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtida a partir de medidas sistemáticas para correção de viés instrumental do padrão JNdi-1 é $0,512100 \pm 0,000006$ (DP, $n = 323$) sendo esse valor 1,000029 vezes o obtido por Tanaka et al (2000), que é de $0,512115 \pm 0,000007$. A razão média $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NIST SRM-987 é $0,710236 \pm 0,000010$ (DP, $n = 147$) sendo 1,000017 vezes o valor obtido por Wise e Waters (2007). Padrão de rocha USGS AGV-1 acompanhou o procedimento químico e espectrométrico resultando numa razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512804 \pm 8$ (DP, $n=3$) e

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703983 \pm 9$ (DP, n=3). O valor total dos brancos foram abaixo de 200 pg para o Nd e de 70 pg para o Sm.

Seguindo a recomendação de Coplen (2011), o desvio da razão medida de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em relação à apresentada para o Reservatório Condritico Uniforme (CHUR) para o tempo presente, que é 0,512638 segundo Hamilton *et al.*, 1983, pode ser expressa a partir da seguinte equação.

$$\delta_{Nd} = \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} \right) - 1 \times 10^4$$

As idades modelos de Sm-Nd para o manto depletado (T_{DM}) foram calculadas utilizando o modelo de De Paolo (1981). O tratamento dos dados obtidos foi realizado com a utilização dos softwares Microsoft Excel e GCDKIT de Janoušek *et al.* (2006) em plataforma R.

2.6 Geocronologia U-Pb em zircão

Esta etapa consistiu na coleta das amostras, processamento para posterior montagem dos epóxios com os grãos de zircão, imageamento dos grãos de zircão via catodo-luminescência, datação dos grãos com LA-ICP e interpretação dos resultados obtidos. Sete amostras foram coletadas com o intuito de realizar a datação U-Pb por LA-ICPMS. O Processamento das amostras para separação dos grãos foi realizada no Laboratório de Separação – CPGeo-IGC na Universidade de São Paulo (USP). As montagens dos epóxios com os grãos de zircão foram realizadas no MULTILAB (Material Multi usuário de meio ambiente e Materiais) na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

2.6.1 Amostragem

Durante a campanha de campo foram coletados 10 kg de cada uma das amostras de ortogranulitos que desejou-se obter as idades. Foram obedecidos critérios petrográficos e litogeoquímicos para a obtenção das idades U-Pb, que serão explicitados detalhadamente nos

capítulos posteriores. A Tabela 3 apresenta o nome de referência para as amostras coletadas, as coordenadas do ponto de coleta e algumas características destas.

Tabela 3 - Pontos de amostragem para geocronologia U-Pb

Ponto	Coordenada	Tipo de afloramento	Litotipo	Grupo Geoquímico
MAJF 14	23k 686664 7574392	Corte de estrada	Ortogramulito charno-enderbítico	Granitoide Híbrido
MAJF 16	23k 687878 7578280	Corte de estrada	Ortogramulito charno-enderbítico	Granitoide Híbrido
MAJF 26	23k 684398 7572145	Corte de estrada	Ortogramulito enderbítico	TTG
CT-VC-08D	23k 735142 7632012	Corte de estrada	Ortogramulito básico	IAT
AD-VC-241A	23k 712726 7627294	Corte de estrada	Ortogramulito enderbítico	Sanukitoide
MR-VC-23A	23k 738242 7671856	Corte de estrada	Ortogramulito charnockítico	Granitoide Híbrido
SJ-VC-72A	23k 701175 7614450	Corte de estrada	Ortogramulito básico	E-MORB
MAJF 25	23k 684794 7572145	Corte de estrada	Ortogramulito enderbítico	TTG
MAJF 28	23k 680492 7572801	Corte de estrada	Ortogramulito charno-enderbítico	Granitoide Híbrido
MAJF 32	23k 674955 7572700	Corte de estrada	Ortogramulito básico	E-MORB
CMH 01	23k 682060 7509552	Corte de estrada	Ortogramulito charno-enderbítico	Granitoide Híbrido
CMH 39	23k 668210 7581375	Corte de estrada	Ortogramulito charno-enderbítico	TTG

Fonte: O autor, 2023.

2.6.2 Preparação dos concentrados dos grãos de zircão

As amostras selecionadas para obtenção das idades foram lavadas com água, para evitar contaminação, e em seguida submetidas a banho de luz para secagem. Posteriormente a esta etapa iniciou-se o processo de fragmentação das amostras, que passaram pelo britador de mandíbulas, moinho de discos, e o material que restou foi peneirado, quarteado e colocado em mesa hidrodinâmica para uma primeira separação dos minerais pesados. Em seguida o material foi colocado em uma estufa para secagem.

Após a secagem, a amostra foi submetida a separação densimétrica a partir de um líquido denso (neste caso foi utilizado bromofórmio) donde fora obtido um concentrado de minerais pesados que passaram novamente pelo processo de secagem em estufa. Finalmente, o

concentrado foi submetido a separação magnética com imã de mão, e os grãos de zircão foram então condicionados em potes de acrílico para posterior montagem dos epóxios.

2.6.3 Montagem e imageamento dos grãos de zircão

Após a obtenção do concentrado dos grãos de zircão iniciou-se o processo de montagem dos epóxios para posterior imageamento. Por se tratar de rochas em fácies granulito (alto grau metamórfico), a seleção dos grãos foi realizada na forma de disposição ao acaso, para um tratamento estatístico mais consistente, uma vez que realizando a seleção um a um, pode dar-se preferência a determinado tipo de grão, o que tornaria a amostragem viciada.

A partir da utilização de um molde padronizado foi realizada a montagem, com resina epóxi de alta dureza. As montagens foram então submetidas a polimento com lixas de granulometrias diferentes, para exposição das superfícies dos grãos de zircão. Uma limpeza final foi realizada a partir de emissor ultrassônico acoplado a bandeja vibratória, e as montagens são imersas em água destilada para eliminação de partículas contaminantes.

Para a etapa de imageamento, os grãos de zircão foram submetidos a metalização com uma fina camada de ouro, durante 30 segundos e então fotografados com um microscópio eletrônico de varredura que nos forneceu as imagens de catodo luminescência e elétrons secundários. Esse procedimento torna possível a observação da estrutura interna dos grãos de zircão.

2.6.4 Obtenção das idades U-Pb e tratamento dos dados

Esta etapa laboratorial foi realizada no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Os grãos de zircão foram analisados com espectrômetro de massa do tipo Thermo-Finnigan Element II, do tipo SF acoplado a um sistema de laser do tipo CETAC LSX-213 G2+ ($\lambda = 213 \text{ nm}$) Nd: YAG com célula de ablação Helix. O modo de aquisição foi do tipo “peak jumping” e o diâmetro do spot era de $15 \mu\text{m}$.

A limpeza do aparelho é realizada com HNO_3 para eliminar possíveis superfícies de contaminação. O laser é responsável por volatilizar a amostra escolhida que através da condução

por ionização em plasma gasoso segue até o separador, onde as partículas ionizadas são detectadas e os isótopos de U-Th e Pb são medidos. Estes dados passam por tratamento prévio no laboratório supracitado.

Durante a aquisição das idades são utilizados grãos de referência (padrão) de forma sistemática para a aquisição dos dados. Os padrões utilizados foram: grão de zircão “Blueberry Zircon (BB)” com idade de $562,9 \pm 2,3$ Ma (SANTOS *et al.* 2017), o “master GJ-1” de idade $608 \pm 0,5$ Ma (JACKSON *et al.* 2004) e o “Plešovice” de idade $338,3 \pm 1,2$ Ma (SLÁMA *et al.* 2008). Os dados foram finalmente trabalhados no software Microsoft Excel, com o suplemento “Isoplot” para construções dos diagramas de concórdia e obtenção das idades de cristalização, metamorfismo e possíveis heranças associadas.

2.7 Análises Isotópicas de Lu-Hf em zircão

As análises de Lu-Hf em zircão foram realizadas em 5 das 12 amostras datadas pelo método U-Pb. Tais análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica de Isótopos do DEGEO-UFOP usando um multicoletor do tipo Thermo-Scientific Neptune indutivamente acoplado a uma máquina de fótons ArF 193 mm com sistema de ablação do tipo LA-MC-IPC-MS. O diâmetro dos “pontos” de ablação são de 50 μm e foi realizado num total de 31 spots, em grãos com discordâncias inferiores a 7%, perfurados durante 60 s com a taxa de repetição de 6 Hz e intensidade média do sinal de 10V para o ^{177}Hf . Os padrões utilizados como materiais de referência para as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ foram: $0,281669 \pm 0,0000015$ (n = 8, BB) (SANTOS *et al.*, 2017); $0,282509 \pm 0,0000014$ (n = 10, mudtank); $0,282005 \pm 0,0000019$ (n = 8, GJ-1) (JACKSON *et al.*, 2004) e $0,282481 \pm 0,0000016$ (n = 10, Plesovice) (SLÁMA *et al.*, 2008).

3 GEOLOGIA REGIONAL

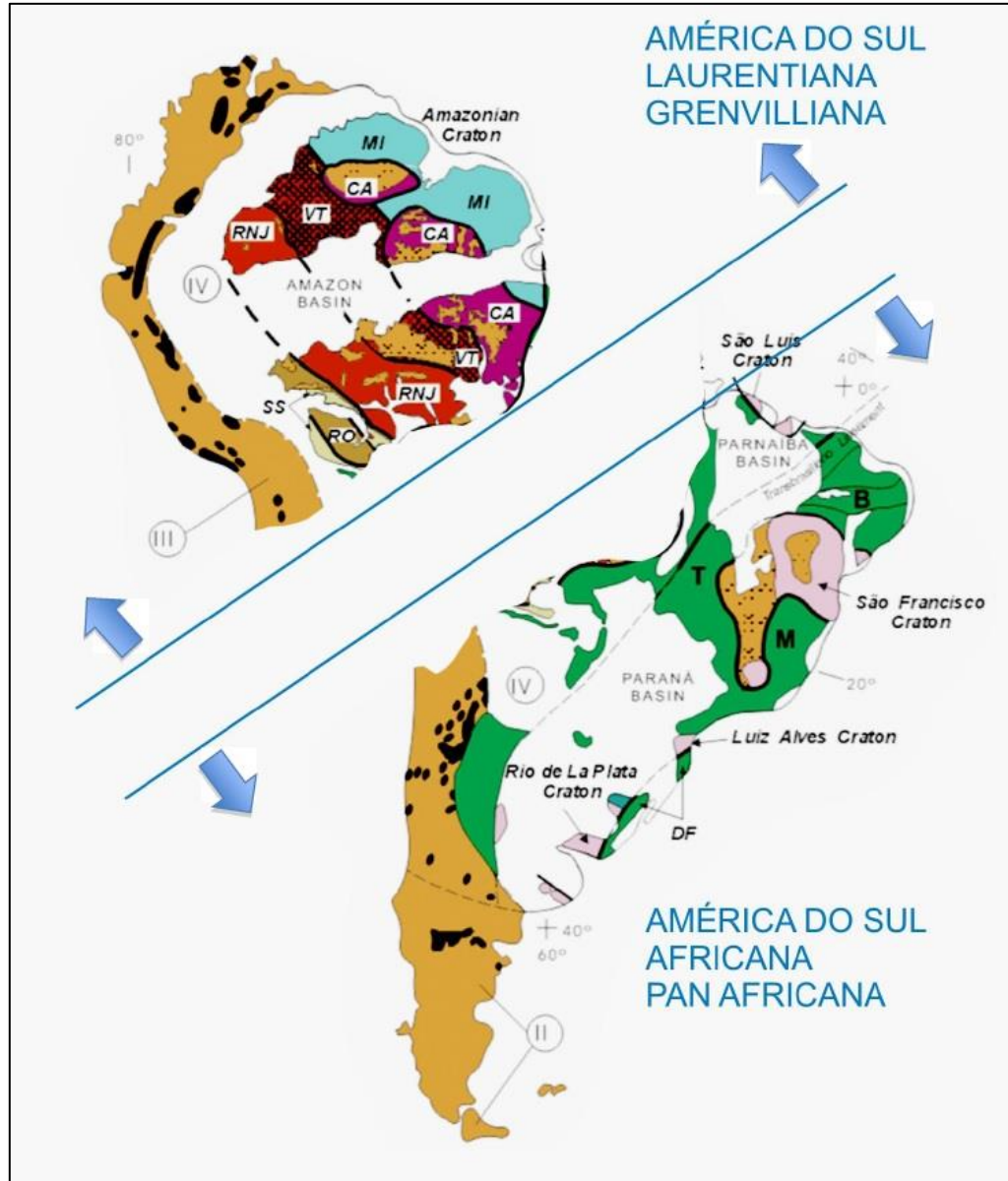
3.1 Paleoproterozoico na Plataforma Sul-Americana

O embasamento da Plataforma Sul-Americana consiste em dois domínios geológicos distintos: A porção N-NW caracterizada pelos blocos Amazônicos pré-tonianos e a porção Brasileira, representando a porção central e oriental. Esses domínios são bem separados por uma zona de falhas denominada lineamento Transbrasiliano de direção NNE-SSW. Na porção Brasileira, três províncias estruturais são reconhecidas: Borborema, no setor Nordeste; Tocantins, no Brasil Central e Mantiqueira, na região sudeste da plataforma. Essa última engloba áreas costeiras do continente desde a Bahia até o Uruguai (HEILBRON *et al.*, 2017a). Tais províncias exibem um arcabouço estrutural sob a forma de um mosaico de cinturões orogênicos, incluindo núcleos arqueanos e rochas paleoproterozoicas nas porções mais estáveis além de unidades neoproterozoicas intensamente deformadas podendo exibir janelas do embasamento (CAMPOS NETO, 2000, SCHOBENHAUS; BRITO NEVES, 2003; BRITO NEVES, 2002).

O domínio Amazônico caracteriza as porções norte e noroeste do continente Sul-Americano cobrindo uma área de aproximadamente 4.500.000 km² e é constituído por rochas do embasamento pré 2,0 Ga com sequências metassedimentares e granitoides mesoproterozoicos. Fragmentos de rochas arqueanas são encontrados como janelas do embasamento nas faixas riacianas, por exemplo a Faixa Maroni-Itacaiunas. As unidades paleo e mesoproterozoicas do bloco Amazônico são frequentemente relacionadas aos crátons do hemisfério norte como Báltica e Laurentia, sendo seu registro no Neoproterozoico, mais restrito e, significativamente diferente daquele encontrado no setor Brasileiro da plataforma (BRITO NEVES; FUCK, 2013).

Os crátons do domínio Brasileiro compreendem rochas arqueanas e paleoproterozoicas que se estabilizaram no período Estateriano, sendo posteriormente cobertos por bacias fanerozoicas intracontinentais (HEILBRON *et al.*, 2017a; ALKMIM *et al.* 2006; VALERIANO *et al.*, 2004; BRITO-NEVES 2002; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001; CAMPOS NETO, 2000; CORDANI; SATO, 1999; ALMEIDA *et al.*, 1981).

Figura 4 – Arcabouço tectônico da Plataforma Sul-Americana



Fonte: BLEY; FUCK, 2012.

As unidades paleoproterozoicas ocorrem tanto no interior estável dos crátons (São Francisco, Luiz Alves e Rio de la Plata) como em janelas do embasamento das faixas móveis neoproterozoicas que os circundam (BRUNO *et al.*, 2020; HEILBRON *et al.*, 2017). Neste sentido, o arcabouço paleoproterozoico que caracteriza a porção sudeste do continente Sul-Americano se apresenta tanto nos crátons quanto nas faixas móveis, sendo resultado de uma história policíclica com arcos magmáticos associados a sucessivas gerações de crosta juvenil combinadas com retrabalhamento crustal dos blocos arqueanos (OYHANTÇABAL *et al.*, 2018; ALKMIM; TEIXEIRA *et al.*, 2017; D'AGRELLA-FILHO *et al.*, 2020).

O Cráton do São Francisco, em conjunto com os sistemas neoproterozoicos adjacentes formados durante a amalgamação do Gondwana, é um ótimo laboratório para os processos de crescimento e evolução crustal. A história geológica desse setor da Plataforma Sul-Americana é marcada por uma série de ciclos tectono-metamórficos, desde o Arqueano até o Ediacarano, com magmatismo de arco, episódios de colisão continental e assembleias pós tectônicas de colapso orogênico com rifteamento associado (BRUNO *et al.*, 2020; HEILBRON *et al.*, 2017).

O Orógeno Minas-Bahia (Figura 5) representa um desses grandes cinturões paleoproterozoicos parcialmente retrabalhados no Neoproterozoico e pode ser subdividido em dois segmentos: Norte (Bahia) e Sul (Minas) (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; TEIXEIRA *et al.*, 2017). O segmento Norte do orógeno é caracterizado por diversos terrenos tectono estratigráficos que foram amalgamados diacronicamente durante a orogênese Minas-Bahia. Tais terrenos incluem: Bloco Gavião e Jequié, cinturão Itabuna-Salvador-Curaça e Complexo Buerarema (BERSAN *et al.*, 2018; AGUILAR *et al.*, 2017; BARBOSA; BARBOSA, 2017; SILVA *et al.*, 2016; BARBOSA; SABATÉ, 2004; SILVA *et al.*, 2002; BRITO NEVES *et al.*, 1999; OLIVEIRA *et al.*, 2010).

O Segmento Minas é caracterizado por diversas unidades tectônicas que foram amalgamadas de maneira diacrônica, entre 2,1 e 2,05 Ga, envolvendo associações paleoproterozoicas e núcleos arqueanos. Tais complexos arqueanos incluem suítes TTGs de idades meso a neoarqueanas, migmatitos, granitoides de alto-K, sequências de *greenstone belts* (2,90 – 2,65 Ga) e unidades supracrustais da margem continental ativa que constituem o Supergrupo Minas. O Cinturão Mineiro corresponde a um conjunto de rochas com assinatura de arco, variando de juvenis a contaminadas, com ocorrência de granitoides de alto Ba-Sr, TTGs, sanukitoides, granitoides híbridos e sequências vulcano-sedimentares (ÁVILA *et al.*, 2010, 2014; BARBOSA *et al.*, 2015, 2019; BRUNO *et al.*, 2020; MOREIRA *et al.*, 2018).

O setor sul do Orógeno Minas-Bahia engloba três grandes domínios tectônicos relacionados a acreção de sistemas de arcos magmáticos desenvolvidos no paleoproterozoicos: Cinturão Mineiro, Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora. A amalgamação desses arcos oceânicos e continentais em direção a borda sul do Cráton do São Francisco teve o seu ápice com a colagem no antepaís e posterior espessamento litosférico (BRUNO *et al.*, 2020). Os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora foram retrabalhados na orogenia brasileira durante o Neoproterozoico e submetidos a regimes tectônicos que resultaram na granulitização das rochas do CJF (HEILBRON *et al.*, 1998, 2010, 2017, 2020; SILVA *et al.*, 2002; DEGLER *et al.*, 2018; KURIBARA *et al.*, 2019; ARAUJO *et al.*, 2019; BRUNO *et al.*, 2020).

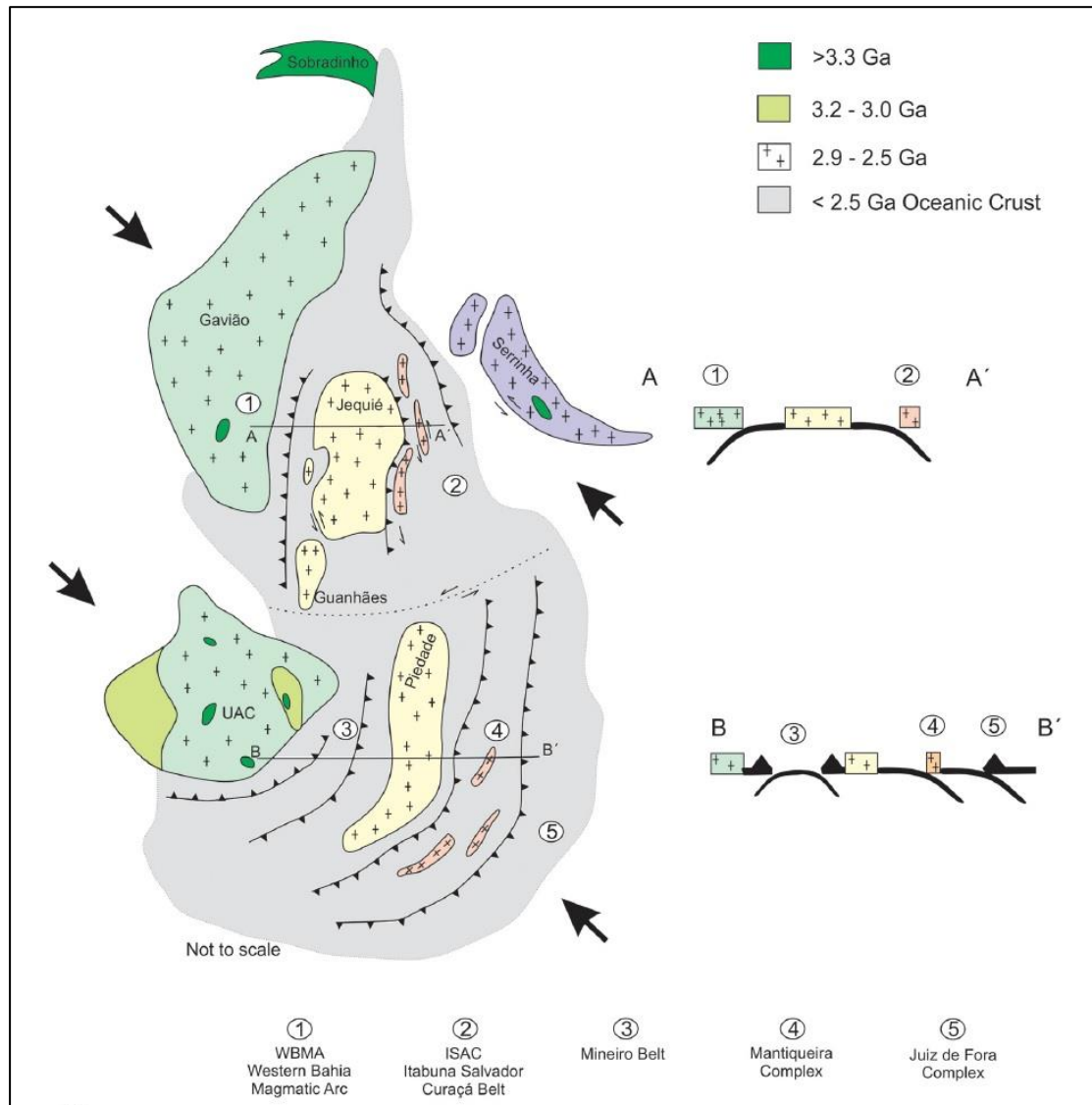
O Cinturão Mineiro compreende o domínio tectônico com maior volume de dados publicados em literatura científica nacional e internacional, e dentre os três terrenos, é o único que não foi intensamente retrabalhado durante a orogênese brasileira. Ele é caracterizado por rochas ortoderivadas intercaladas com sequências supracrustais que ocorrem a sul do núcleo arqueano do Cráton do São Francisco (NOCE *et al.*, 2000; ÁVILA *et al.*, 2010, 2014; TEIXEIRA *et al.*, 2015; SEIXAS *et al.*, 2013; ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; BARBOSA *et al.*, 2015). Tais rochas caracterizam uma série de arcos magmáticos de assinaturas juvenis a contaminadas que foram amalgamadas ao núcleo arqueano formando o Paleocontinente São Francisco há cerca de 2,0 Ga (TEIXEIRA *et al.*, 2015; BRUNO *et al.*, 2020; BARBOSA *et al.*, 2015). As rochas formadoras do Cinturão Mineiros são granitoides que possuem associações de alto Ba-Sr como TTGs, sanukitoides e granitoides híbridos de idades siderianas a riacianas, formados em ambientes de subducção de litosfera oceânica com possíveis “*underplating*” magmático e assimilação crustal associada. (NOCE *et al.*, 2000; SEIXAS *et al.*, 2013; ÁVILA *et al.*, 2014, TEIXEIRA *et al.*, 2015; MOREIRA *et al.*, 2018; CARDOSO *et al.*, 2019; ARAUJO *et al.*, 2019a).

Os granitoides do Cinturão Mineiro são intrusivos em assembleias supracrustais vulcano-sedimentares, com quartzitos e rochas vulcânicas ácidas a básicas (TEIXEIRA *et al.*, 2008; CORRÊA NETO *et al.*, 2012). O contato entre o núcleo arqueano são franciscano e as rochas paleoproterozoicas do Cinturão Mineiro é dado pelos lineamentos Congonhas-Itaverava e Jaceaba-Bom Sucesso (NOCE *et al.*, 2007; ÁVILA *et al.*, 2010.; BARBOSA *et al.*, 2015; TEIXEIRA *et al.*, 2015; MOREIRA *et al.*, 2018).

O Complexo Mantiqueira possui origem crustal e está relacionado aos processos acrescionário relacionados à margem continental do Paleocontinente São Francisco. Ele está localizado a leste do Cinturão Mineiro e é predominantemente constituído por rochas gnáissicas ortoderivadas em fácies anfibolito, com enclaves máficos associados. Rochas intrusivas de natureza alcalina ocorrem associadas. Os gnaisses bandados pertencem a série cálcio-alcalina de médio e alto-K e possuem características típicas de arco magmático continental. As idades U-Pb em grãos de zircão variam de 2,18 a 2,05 Ga e idades Modelo T_{DM} de Nd variam de 2,9 a 3,2, indicando protólitos arqueanos (BRUNO *et al.*, 2020).

O Complexo Juiz de Fora, interpretado como arco magmático juvenil mais a leste durante a orogênese paleoproterozoica, será abordado no tópico a seguir.

Figura 5 – Arcabouço tectônico do Paleocontinente São Francisco



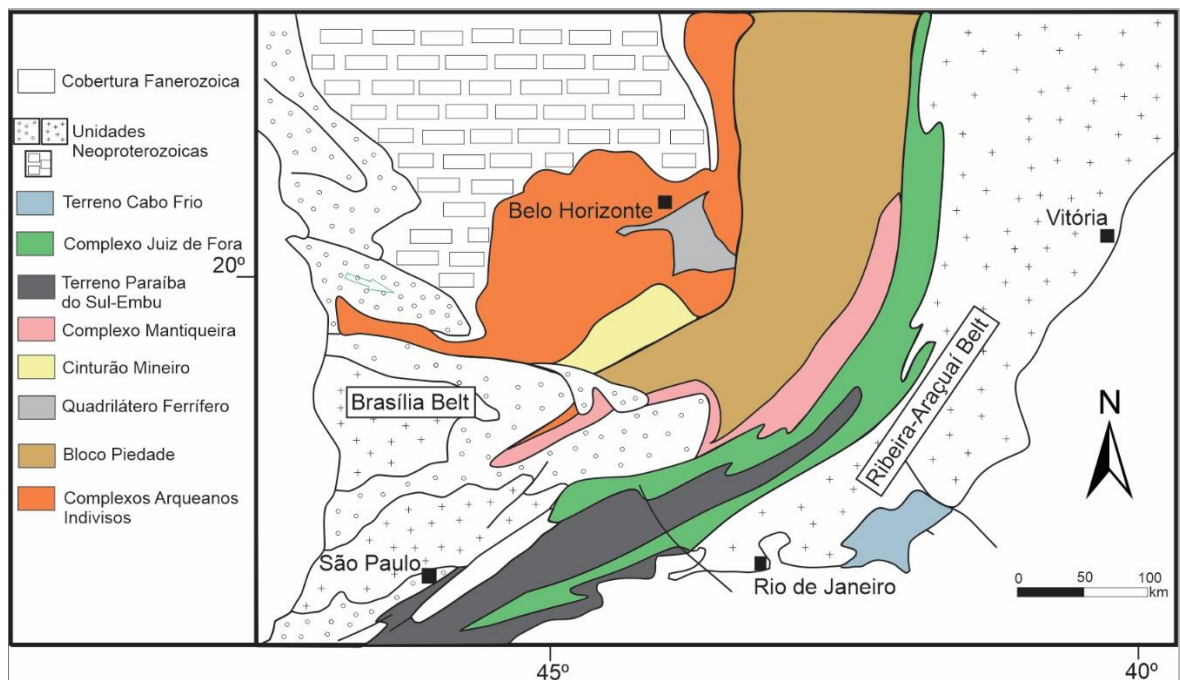
Legenda: Arcabouço tectônico do Paleocontinente São Francisco no Riaciano, com blocos Arqueanos e cinturões orogênicos acrescionários Paleoproterozoicos. Seção (A-A') corresponde ao segmento Bahia e Seção (B-B') corresponde ao segmento Minas. UAC – Complexos Arqueanos Indivisos (i.e Cambo Belo, Belo Horizonte, Bonfim e Santa Bárbara)

Fonte: BRUNO *et al.*, 2021, modificado de ZINCONI *et al.* 2020; TEIXEIRA *et al.*, 2017a; ALKMIM; NOCE, 2006.

3.2 O Complexo Juiz de Fora – Evolução do conhecimento

O Complexo Juiz de Fora compreende um conjunto litológico de extensão regional caracterizado por uma associação de rochas verdes metamorfizadas em fácies granulitos que registra mais de um evento tectônico de grande porte. Ortogranulitos de ampla variedade composicional cujos protólitos incluem tanto granitoides cálcio-alcálinos de médio e alto-K, de idades de cristalização variando entre 2,2 e 2,0 Ga, quanto rochas máficas com diversas assinaturas químicas integram as rochas deste complexo (ARAUJO *et al.*, 2021; DEGLER *et al.*, 2018; HEILBRON *et al.*, 2010; DUARTE *et al.*, 2004).

Figura 6 – Terrenos arqueanos a paleoproterozoicos da borda sul do CSF



Legenda: Terrenos arqueanos e paleoproterozoicos da borda sul do Cráton São Francisco, com Complexo Juiz de Fora evidenciado em verde.

Fonte: O autor, 2023, modificado de HEILBRON *et al.*, 2017.

O termo “Série Juiz de Fora” foi primeiramente utilizado por Ebert (1955) para definir rochas de origem sedimentar de idade assíntica. Em trabalhos na década de 60 e 70, Ebert (1968) e Delhal *et al.* (1969) definiram o Grupo Paraíba do Sul e incluíram nele as rochas da Série Juiz de Fora previamente definida. Na década de 70, Cordani *et al.* (1973) utilizaram os termos “Formação Juiz de Fora” e “Formação Paraíba do Sul” para separar dois conjuntos

distintos de granulitos de origem sedimentar, de idade transamazônica com indícios de contribuição arqueana e retrabalhamento no brasileiro.

Diversos autores propuseram a ressignificação da série Juiz de Fora de Ebert (1955) a partir da década de 80 como apontam os trabalhos de Machado Filho *et al.* (1983), Oliveira (1982), Barbosa e Grossi Sad (1983a) e Grossi Sad e Barbosa (1985), incluindo então os ortogranulitos na sua caracterização e utilizando o termo “Complexo Juiz de Fora” como substituto à série previamente descrita. Figueiredo e Campos Neto (1989 e 1993) usaram a denominação Complexo Juiz de Fora para os ortogranulitos migmatíticos pertencentes às séries cálcio-alcálicas de médio e de alto potássio. A partir da década de 90, diversos autores se afastaram da definição inicial do Complexo Juiz de Fora e passaram a utilizar o termo exclusivamente para rochas ortoderivadas (ortognaisses e metabasitos) metamorfizadas em fácies granulito (HEILBRON *et al.*, 1993; NOGUEIRA *et al.*, 1994; DUARTE *et al.*, 1997; HEILBRON *et al.*, 1998).

Diversos dados litogeoquímicos e caracterizações associadas já foram publicados para os ortogranulitos pertencentes ao CJF. Um dos primeiros trabalhos sobre as características litogeoquímicas dessas rochas foi o de Oliveira (1982), que determinou um trend cálcio alcalino para os granulitos félsicos. Machado Filho *et al.* (1983) definiram *trends* toleíticos e cálcio alcalinos para as rochas ortoderivadas. Barbosa e Grossi Sad (1983) dividiram as rochas do CJF em dois grupos principais: um pertencente à série toleítica, representada pelos granulitos básicos, e outro pertencente à série cálcio-alcálica, representada pelos granulitos charnockíticos. Figueiredo e Campos Neto (1989, 1993) subdividiram os ortogranulitos intermediários a ácidos em três séries: série cálcio-alcálica de baixo-K, série cálcio-alcálica de médio-K e série cálcio-alcálica de alto-K, enriquecida em elementos leves. Segundo Heilbron (1993), Duarte (1998) e Heilbron *et al.* (1998), os ortogranulitos intermediários a ácidos do CJF correspondem predominantemente a série cálcio-alcálica, de médio e alto-K. Os ortogranulitos básicos pertencem a série toleítica ou alcalina. André (2009) também definiu quatro séries para as rochas ortoderivadas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios. Duas séries cálcio-alcálicas, uma de médio-K e uma de alto-K, que engloba rochas intermediárias e ácidas, uma série toleítica caracterizada por ortogranulitos básicos e uma série alcalina, também representada por um ortogranulito básico.

Com os trabalhos recentes de Moreira *et al.* (2018) e Bruno *et al.* (2020), uma nova abordagem geoquímica foi utilizada para classificar as rochas do Neoarqueano e Paleoproterozoico pertencentes ao Cinturão Mineiro e ao Complexo Mantiqueira. Tal abordagem utiliza os parâmetros petrogenéticos de Laurent *et al.* (2014) para classificar os

granitoides de alto Ba e Sr como TTG, sanukitoides, granitoides híbridos e biotita granitos. Araujo *et al.* (2021) revisitou os ortogranulitos intermediários a ácidos do CJF e reagrupou os grupos químicos de médio e alto-K previamente estabelecidos.

As rochas básicas toleíticas são heterogêneas, com assinaturas do tipo N-MORB, E-MORB e intraplaca, mostrando sua geração a partir de fontes mantélicas distintas (HEILBRON *et al.*, 1998; DUARTE, 1998; ARAUJO *et al.*, 2021). Os ortogranulitos básicos alcalinos têm assinaturas típicas de ambiente intraplaca (HEILBRON *et al.*, 2010). A integração dos dados de U-Pb em zircão juntamente com dados isotópicos de Sm-Nd indica que os protólitos dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora resultaram da cristalização de magmas juvenis, provavelmente integrantes de raízes de arco magmático Paleoproterozoico (DUARTE *et al.* 2003; HEILBRON *et al.*, 2010).

A primeira idade encontrada para os ortogranulitos a partir do método U-Pb em zircão foi publicada por Machado *et al.* (1996). O litotipo datado foi um ortogranulito charnockítico pertencente a série cálcio alcalina de alto-K e a idade encontrada foi de 2134 Ma, interpretada como cristalização do protólito e idades de 579 Ma e 563 Ma foram interpretadas como metamorfismo. Já na década de 2000, trabalhos como Noce *et al.* (2007) mostram idades U-Pb SHRIMP para os ortogranulitos noríticos e enderbíticos de 2113 Ma e 2084 Ma, respectivamente. O trabalho de Heilbron *et al.* (2010) mostra idades para vários litotipos do Complexo Juiz de Fora. Os ortogranulitos básicos com assinatura de E-MORB representam as unidades mais antigas do Complexo Juiz de Fora, apresentando idades discordantes U-Pb determinadas por ID-TIMS com interceptos em 2527 ± 9 Ma e 654 ± 12 Ma.

Degler *et al.* (2018), Kuribara *et al.* (2019) e Araujo *et al.* (2021) também reportaram idades U-Pb em zircão para ortogranulitos do CJF. A tabela 4 apresenta de forma sintetizada as idades já publicadas para o Complexo Juiz de Fora e as interpretações dadas pelos autores para as idades obtidas.

Tabela 4 – Compilação de dados Geocronológicos (U-Pb em zircão) para o CJF

Autor	Litotipo	Localização	Obtenção do dado	Idade (U-Pb em zircão)	Interpretação
Machado (1996)	Ortogramulito	-	ID-TIMS	2134 Ma	Cristalização
Silva <i>et al.</i> (2022)	Opx-Bt granulito enderbítico	Pedreira Juiz de Fora	SHRIMP	2985 ± 17 Ma	Cristalização□
Silva <i>et al.</i> (2002)	Ortogramulito	Caparaó	SHRIMP	2195 ± 15 Ma	Cristalização
Noce <i>et al.</i> (2007)	Ortogramulito básico	Abre Campo - Pedreira	SHRIMP	2113 ± 20Ma	Cristalização
			SHRIMP	584 ± 37 Ma	Metamorfismo
Noce <i>et al.</i> (2007)	Ortogramulito enderbítico	Astolfo Dutra - Pedreira	SHRIMP	2084 ± 13 Ma	Cristalização
			SHRIMP	594 ± 37 Ma	Metamorfismo
Heilbron <i>et al.</i> (2010)	Ortogramulito básico	Itaperuna	ID-TIMS	2427 ± 09 Ma	Cristalização
			ID-TIMS	654 ± 12 Ma	Metamorfismo
	Ortogramulito enderbítico	-	LA-ICPMS	1966 ± 38 Ma	Cristalização
				587 ± 15 Ma	Metamorfismo
	Ortogramulito charnockítico	Juiz de Fora	ID-TIMS	2199 ± 17 Ma	Cristalização
				633 ± 140 Ma	Metamorfismo
	Ortogramulito enderbítico	Conservatória	LA-ICPMS	1656 ± 69 Ma	Cristalização
				591 ± 05 Ma	Metamorfismo
	Ortogramulito básico	Conservatória	LA-ICPMS	1765 ± 05 Ma	Cristalização
				586 ± 14 Ma	Metamorfismo
Degler <i>et al.</i> (2018)	Ortognaisse granodiorítico	Brasilândia	LA-ICPMS	2107±71 Ma	Cristalização
				580 ± 19 Ma	Metamorfismo
	Ortognaisse tonalítico	Brasilândia	LA-ICPMS	2110 ± 12 Ma	Cristalização
	Ortognaisse tonalítico	Jampruca	LA-ICPMS	2122 ± 11 Ma	Cristalização
				565 ± 7 Ma	Metamorfismo
	Ortogramulito enderbítico	Alto Caparaó	LA-ICPMS	2144 ± 13 Ma	Cristalização
				559 ± 12 Ma	Metamorfismo
	Ortogramulito charnockítico	Alto Caparaó	LA-ICPMS	2195 ± 15 Ma	Cristalização
587 ± 9 Ma				Metamorfismo	

Tabela 4 (Continuação) - Compilação de dados Geocronológicos (U-Pb em zircão) para o CJF.

Autor	Litotipo	Localização	Obtenção dos dados	Idade (U-Pb em zircão)	Interpretação
Kuribara et al (2019)	Ortogramulito charnockítico	São João do Munhuaçu	LA-ICPMS	2051 ± 30 Ma	Cristalização
	Ortogramulito básico	São João do Munhuaçu	LA-ICPMS	2080 ± 48 Ma	Cristalização
				2372 ± 48 Ma	Herança
Araujo et al (2021)	Ortogramulito enderbítico	Valença	SHRIMP	2445 ± 9 Ma	Cristalização
	Ortogramulito Charno enderbítico	Ipiabas	SHRIMP	2197 ± 13 Ma	Cristalização
			SHRIMP	588 ± 18 Ma	Metamorfismo
	Ortogramulito Charnoenderbítico	Ipiabas	SHRIMP	2200 ± 7 Ma	Cristalização
	Ortogramulito Charnockítico	Rio Preto	SHRIMP	2182 ± 13 Ma	Cristalização
				561 ± 41 Ma	Metamorfismo
	Ortogramulito básico	Ipiabas	SHRIMP	2134 ± 43 Ma	Cristalização
SHRIMP			554 ± 14 Ma	Metamorfismo	
Mauri et al. (2023)	Ortogramulito félsico	Pedra Dourada	LA-ICPMS	2176 ± 14 Ma	Cristalização
	Ortogramulito félsico	Pedra Dourada	LA-ICPMS	2175 ± 14 Ma	Cristalização

Fonte: O autor, 2023.

3.3 Modelo Evolutivo para as rochas de Complexo Juiz de Fora

Heilbron *et al.* (2010) e Duarte *et al.* (2004) afirmaram que as rochas do embasamento expostas no segmento central do Orógeno Ribeira representam a continuidade sul do Paleocóntinente São Francisco. A porção mais a sul do Paleocóntinente foi amalgamada no final dos eventos orogênicos riacianos. Heilbron *et al.* (2010) definiram quatro estágios tectônicos para a consolidação do Complexo Juiz de Fora. De acordo com Heilbron *et al.* (2010), no estágio pré-acrescionário, entre 2,2 e 2,1 Ga, o arco magmático Juiz de Fora teria se originado em um ambiente intra-oceânico a uma distância considerável da margem continental arqueana representada pelo Paleocóntinente São Francisco. Os dados litogeoquímicos e geocronológicos indicam que os toleítos de arco e as rochas pertencentes a série cálcio-alcalina de médio-K predominam nas escamas inferiores, localizadas a oeste, enquanto as rochas pertencentes às séries cálcio-alcalinas de alto-K junto com a ocorrência de basaltos do tipo MORB estão localizados na escama superior, localizada a leste. Esta distribuição geoquímica, junto com a progressiva diminuição das idades de oeste para leste pode ser explicada a partir de uma subducção de oeste para leste entre 2,22 e 2,05 Ga. Desta maneira, as rochas básicas do tipo E-MORB com 2,4 Ga representam relictos da crosta oceânica ou platôs basálticos localizados mais a leste em relação ao paleocóntinente São Francisco.

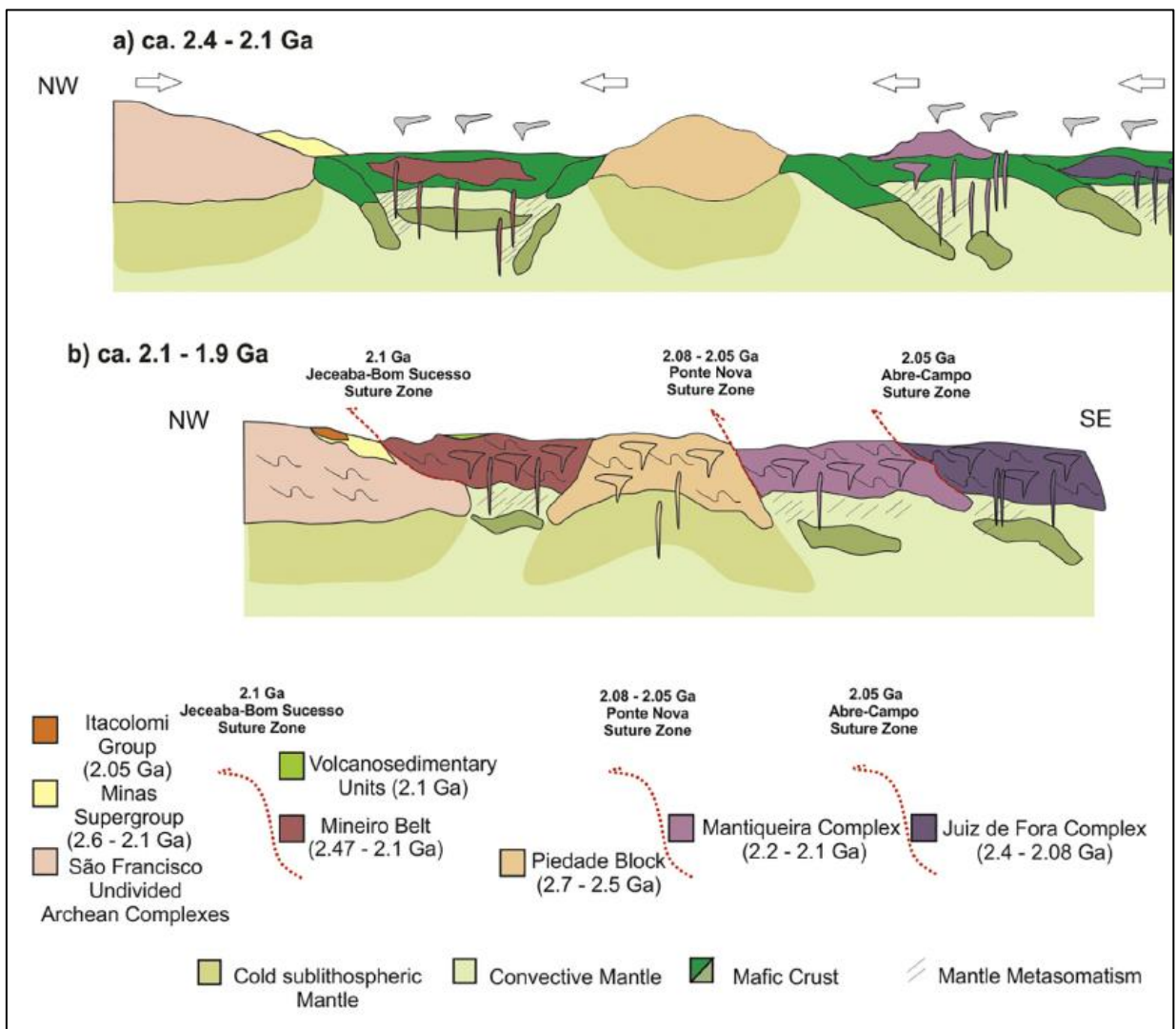
No estágio colisional, entre 2,1 e 2,04 Ga, o arco Juiz de Fora teria se amalgamado com o arco Mantiqueira, localizado mais a oeste e caracterizado por ser um arco cordilheirano mais evoluído, e então, junto com o Arco Mineiro e o bloco Piedade (Bruno *et al.*, 2020) teriam consolidado a margem sul da paleoplaca do São Francisco. Novos dados reportados por Araujo *et al.* (2021) indicam que a crosta oceânica no qual o arco magmático se instaurou teria idade Sideriana, representada pelos ortogranulitos básicos toleíticos de idade 2,42 Ga. O estágio ocorrido durante o Riaciono, de arco intra-oceânico, seria representado por magmatismo de 2,2 Ga responsável pela geração de TTGs e sanukitoides. As idades publicadas por Degler *et al.* (2018) para os ortogranulitos enderbíticos de 2,08 Ga junto a idades modelos de Nd (T_{DM}) neoarqueanas a siderianas, segundo Araujo *et al.* (2021), podem estar associadas a esse estágio magmático.

Araujo *et al.* (2021) também reportam idades orosirianas (1,9 Ga) para ortogranulitos ácidos classificados como granitoides híbridos de alto-K e interpretam a fonte desse

magmatismo como a mistura entre os litotipos consolidados no estágio riaciano previamente descrito. Sendo assim, essas idades são interpretadas como magmatismo tardi a pós colisional.

Finalmente, no Neoproterozoico, ocorreu retrabalhamento Brasileiro nas rochas do CJF resultando num metamorfismo em facies granulito nos litotipos previamente formadas. A idade desse metamorfismo é obtida a partir de inúmeras amostras tanto exibindo intercepto inferior entre 630 e 570 Ma como em grãos individuais exibindo tais idades (DEGLER *et al.*, 2018; KURIBARA *et al.*, 2019; HEILBRON *et al.*, 2010; NOCE *et al.*, 2007; ARAUJO *et al.*, 2021).

Figura 7 – Evolução tectônica do setor Minas do Orógeno Minas-Bahia



Legenda: Evolução tectônica do segmento Minas durante orogênese paleoproterozoica, SE Brasil.

Fonte: BRUNO *et al.*, 2020 modificado de CUTTS *et al.* 2020; ÁVILA *et al.* 2014; HEILBRON *et al.* 2010; NOCE *et al.* 2007.

4 RESULTADOS

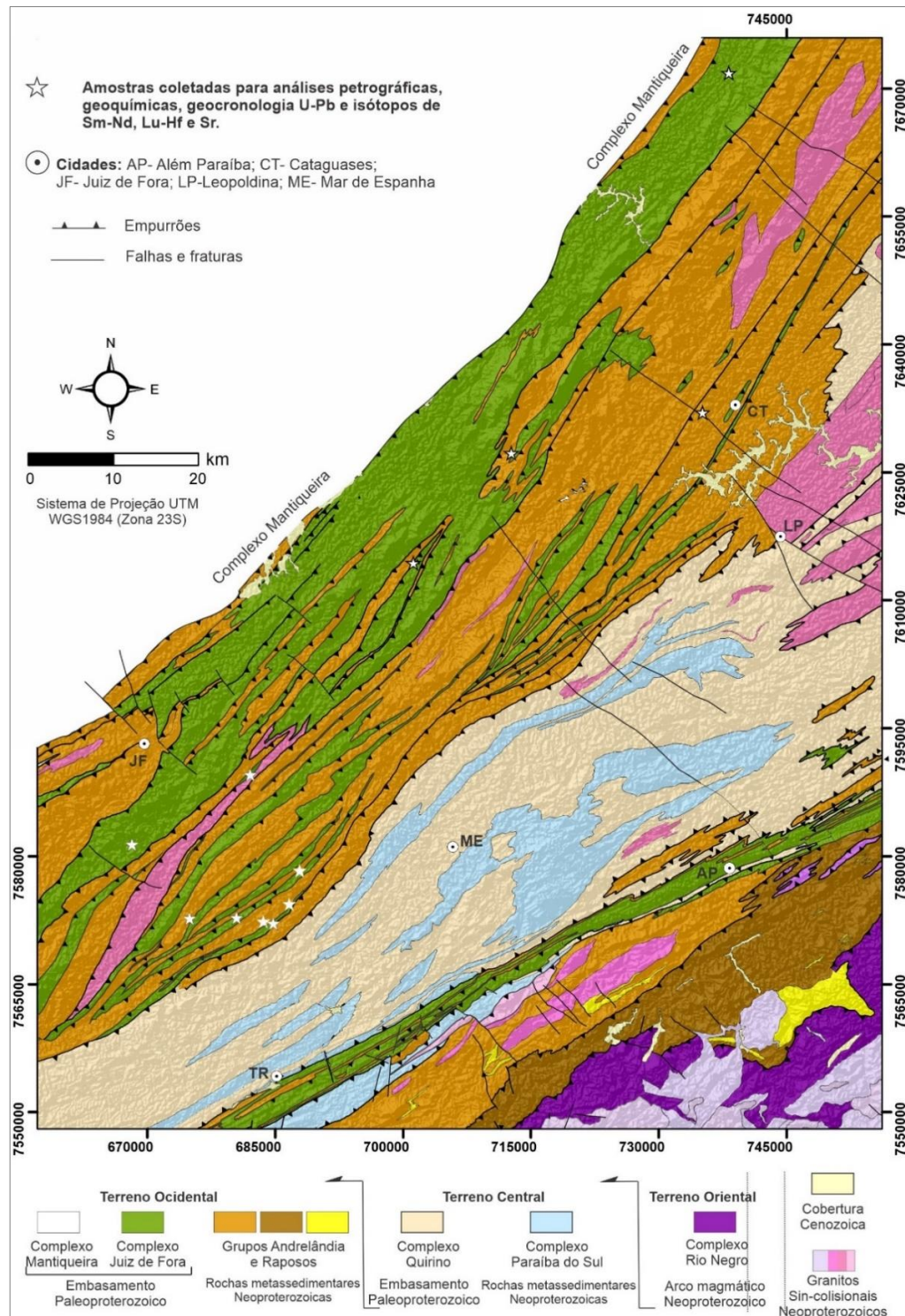
Neste capítulo serão expostos os resultados obtidos para as amostras do Complexo Juiz de Fora na região estudada. Serão apresentadas feições de campo e petrográficas, caracterizações litogeoquímica, geocronológica (U-Pb em zircão) e isotópica (Sm-Nd e Sr em rocha total e Lu-Hf em zircão), organizadas nessa mesma ordem nos subitens que seguem.

4.1 Geologia da área de estudo

A área de estudo se localiza na porção sudeste do estado de Minas Gerais, na Zona da Mata mineira, englobando também duas cidades do estado do Rio de Janeiro: Três Rios e Além Paraíba. A região estudada é caracterizada por um padrão estrutural complexo, onde as rochas ortoderivadas ocorrem tectonicamente intercaladas com rochas metassedimentares neoproterozoicas (DUARTE *et al.*, 2000; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2010; ARAUJO *et al.*, 2019). A estrutura planar mais bem marcada nesses afloramentos possui *trend* principal de direção NE-SW, paralela ao bandamento tectônico relacionado a fase de deformação principal do Orógeno Ribeira, imposta pelo evento brasileiro. Esse terreno está tectonicamente limitado a NW pelos ortognaisses do Complexo Mantiqueira, embasamento do Domínio Andrelândia (HEILBRON *et al.*, 2000) e a SE por ortognaisses do Complexo Quirino, embasamento do Terreno Paraíba do Sul (HEILBRON *et al.*, 2000, 2010; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

O Complexo Juiz de Fora na região estudada é constituído por granulitos ortoderivados que em campo foram identificados como félsicos e máficos e ocorrem em escamas interdigitadas com biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses e silimanita-granada-biotita gnaisses, da sequência metassedimentar Andrelândia. Como o metamorfismo em fácies granulito levou as rochas da área de estudo a adquirirem coloração esverdeada, a diferenciação dos ortogranulitos félsicos em campo é extremamente complexa. Todavia, com as análises microscópicas realizadas, os litotipos félsicos foram diferenciados dentre aqueles de composição enderbítica, charno-enderbítica e charnockítica.

Figura 8 – Mapa geológico da área de estudo



Legenda: Mapa geológico da área de estudo com estrelas indicando os pontos de coleta para as análises geoquímicas, geocronológicas e isotópicas.

Fonte: O autor, 2023.

Os granulitos básicos apresentam composição norítica e, algumas rochas em campo definidas como ortogranulitos básicos, nas análises petrográficas apresentaram composição

diorítica. Os ortogranulitos félsicos geralmente possuem coloração verde e ocre, podendo estar intensamente deformados ou não. Próximo aos empurrões é possível observar textura protomilonítica com camadas métricas a decamétricas das variedades félsicas intercaladas com as variedades máficas, formando um bandamento félsico-máfico (Figura 9 f). Nos afloramentos onde os tipos félsicos predominam, geralmente com estrutura maciça e textura granoblástica, é possível observar enclaves máficos (Figura 9 c). Em alguns poucos afloramentos é possível observar feições anatéticas com geração de leucossomas ricos em ortopiroxênio (Figura 11 g).

4.1.1 – Metagranitoides

Aspectos macroscópicos e microscópicos como índice de cor, constituição mineralógica, textura, estrutura e reações metamórficas foram utilizados para determinação de grupos petrográficos. Os metagranitoides aqui definidos recebem esse nome por englobarem os litotipos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos. Os quatro grupos geoquímicos definidos para os metagranitoides (apresentado no item 4.2 a seguir) foram classificados como ortogranulitos félsicos em campo.

Os ortogranulitos enderbíticos possuem cor esverdeada até ocre, dependendo do grau de alteração do afloramento, e possui bandamento centimétrico com alternância de níveis félsicos de coloração caramelo e níveis de coloração esverdeada (Figura 9 a). Em alguns afloramento, a foliação não é evidente, conferindo a essas rochas uma estrutura maciça, granoblástica. Quando esta rocha é o litotipo principal podem ocorrer bandas ou *boudins* centimétricos de ortogranulito básico. Macroscopicamente, estes ortogranulitos félsicos possuem granulação fina a média, textura variando de granoblástica (Figura 9 b) a milonítica. Quando inequigranular, a rocha apresenta porfiroclastos de plagioclásio, quartzo e ortopiroxênio, com matriz fina caracterizada por minerais recristalizados. Por vezes o plagioclásio, que pode chegar até 35% da composição modal da amostra, apresenta inclusões arredondadas de quartzo e o ortopiroxênio apresenta inclusões de minerais opacos ao longo de sua clivagem (Figura 11 f). Como minerais acessórios podemos citar zircão, apatita e opacos.

Os ortogranulitos charno-enderbíticos possuem coloração caramelo, cararamelo-rosada ou marrom-esverdeada. Esses ortogranulitos podem ocorrer associados aos ortogranulitos enderbíticos ou podem predominar no afloramento, também com *boudins* e enclaves máficos associados (Figura 9 c). Possuem granulação fina a média, textura granoblástica a

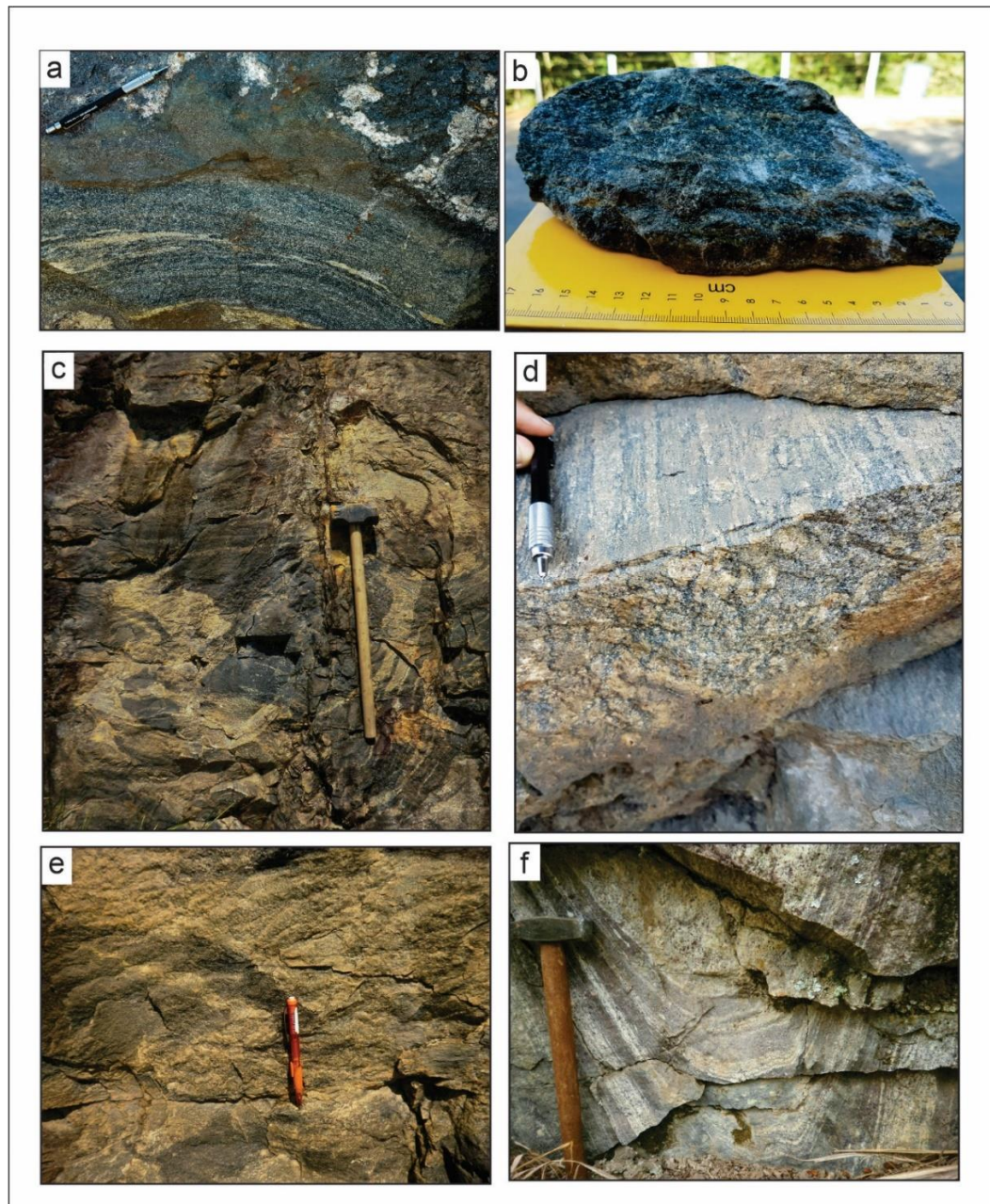
granonematoblástica podendo apresentar-se foliados ou não. Quando foliados exibem alternância entre níveis mais félsicos de coloração caramelo e níveis máficos, mais esverdeados (Figura 9 d). Geralmente são inequigranulares, com matriz caracterizada por cristais recristalizados de quartzo, plagioclásio, k-feldspato e ortopiroxênio. Os minerais máficos que constituem a matriz da rocha são geralmente biotita e hornblenda. Porfiroclastos de plagioclásio e ortopiroxênio são comuns, com bordas de recristalização no ortopiroxênio, as vezes retrogradando para biotita. Como minerais acessórios há a presença de zircão, apatita, titanita e opacos.

Os ortogranulitos charnockíticos geralmente possuem coloração amarelo claro, podendo atingir tons esverdeados (Figura 9 e). Possuem granulação média a grossa e os cristais de ortopiroxênio costumam apresentar inclusões de minerais opacos (Figura 10 g). Essas rochas possuem estrutura maciça geralmente, mas localmente podem apresentar-se miloníticos alternando em bandas com os ortogranulitos básicos (Figura 9 f), ou apresentar foliação com alternância das bandas félsicas quartzo-feldspáticas e as mais ricas em biotita, principalmente nas amostras de granulação média. Quartzo e k-feldspato são os minerais félsicos essenciais, podendo ou não ter plagioclásio. O mineral máfico predominante é o ortopiroxênio, acompanhado de biotita. Hornblenda pode estar presente ou não e os minerais acessórios são zircão, apatita e opacos.

4.1.2 Ortogranulitos básicos

Os ortogranulitos básicos raramente constituem o litotipo principal dos afloramentos visitados, ocorrendo de forma subordinada aos metagranitoides previamente descritos. Possuem granulação fina a média, com textura granoblástica a granonematoblástica, e sua mineralogia principal é constituída por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, biotita e hornblenda (Figuras 11 g, 11 h e 11 i). Nas amostras estudadas não foram observados cristais de granada, embora sua descrição seja comum dentre os ortogranulitos básicos do CJF. Como minerais acessórios podemos citar titanita, zircão e minerais opacos.

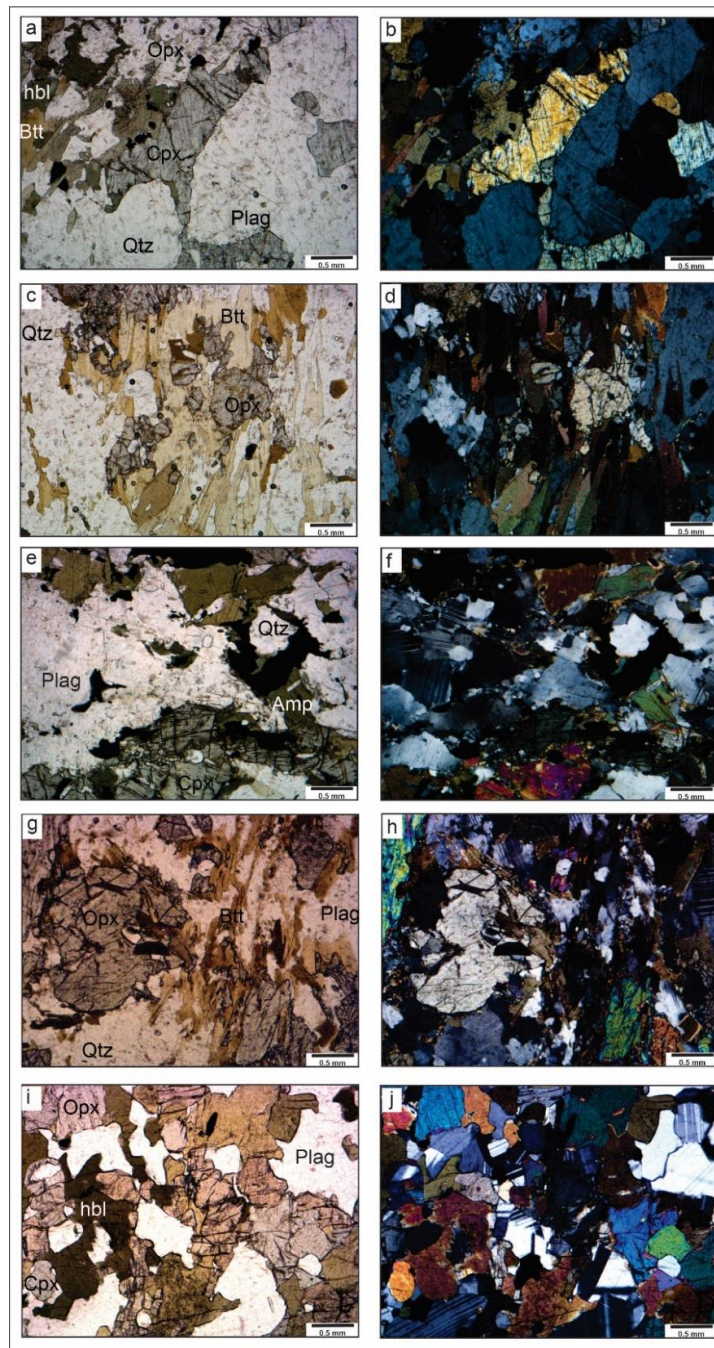
Figura 9 – Aspectos de campo e macroscópicos dos ortogranulitos estudados



Legenda: Aspectos de campo dos ortogranulitos do CJF na área de estudo: (a) camada métrica de ortogranulito enderbítico com foliação pervasiva e veios leucocráticos; (b) ortogranulito granoblástico pouco foliado de coloração verde e granulação média; (c) afloramento intensamente deformado com enclaves de ortogranulito máfico subordinados ao ortogranulito charno-enderbítico; (d) ortogranulito charno-enderbítico de granulação média exibindo bandamento caracterizado pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos; (e) afloramento de ortogranulito charnockítico pouco foliado; (f) ortogranulito charnockítico leucocrático com bandamento centimétrico, alternado com bandas centimétricas de ortogranulito básico, ambos dobrados em uma sinformal.

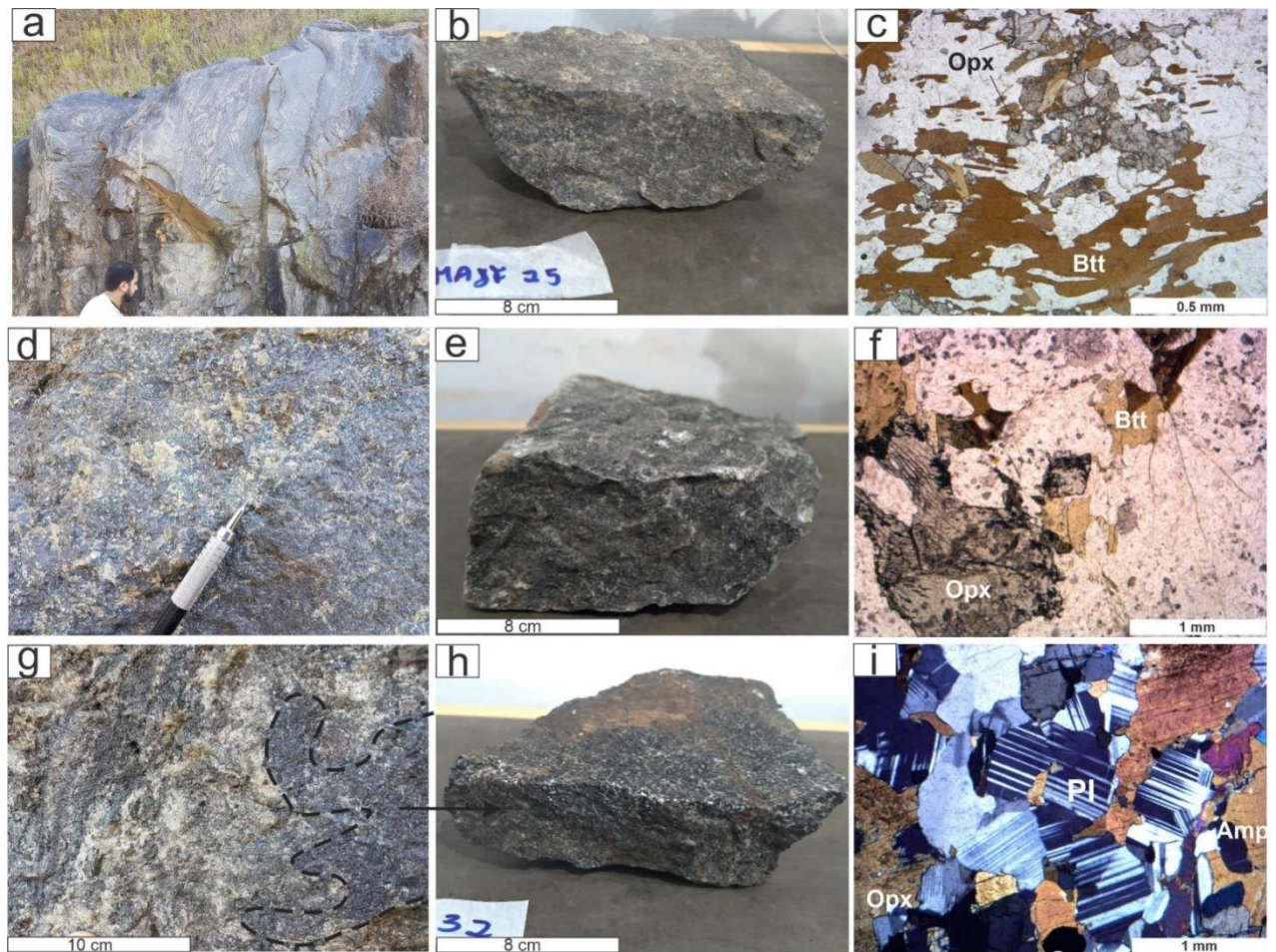
Fonte: O autor, 2023.

Figura 10 – Aspectos petrográficos dos ortogranulitos estudados



Legenda: (a) e (b) Ortogranulito enderbítico com dois piroxênios: o clinopiroxênio apresenta clivagem preenchida por minerais opacos enquanto o ortopiroxênio apresenta inclusões arredondadas destes. (c), (d), (e) e (f) Ortogranulito charno-enderbítico com porfiroclastos de ortopiroxênio e plagioclásio, com grãos recristalizados de ortopiroxênio e cristais de biotita e quartzo constituindo a matriz da rocha (e) e (f) Ortogranulito básico com dois piroxênios e granulação média. Coluna da esquerda: nicóis cruzados. cpx: clinopiroxênio; opx: ortopiroxênio; amp: anfibólio; hbl: hornblenda; plg: plagioclásio; btt: biotita; qtz: quartzo. Fonte: O autor, 2023.

Figura 11 – Aspectos de campo, macroscópicos e microscópicos das rochas do CJF na área de estudo



Legenda: Coluna da esquerda com fotos de afloramento, coluna central exibe amostras de mão, e coluna da direita exibe fotografia de lâmina delgada da amostra estudada. (a) Afloramento em corte de estrada intensamente deformado com ortogranulito esverdeado injetado por veios leucocrático. (b) Litotipo principal do afloramento – ortogranulito enderbítico de granulometria fina a média e (c) Ortopiroxênio e biotita constituindo os minerais máficos principais e quartzo e plagioclásio como félsicos essenciais; (d) Afloramento de estrutura maciça, com cor cinza esverdeada e cristais de plagioclásio com tonalidade verde; (e) Ortogranulito charno-enderbítico como litotipo principal de granulação fina a média e estrutura maciça; (f) Porfiroclasto de ortopiroxênio com inclusões de minerais opacos nas bordas e matriz constituída por quartzo, plagioclásio, k-feldspato e biotita; (g) Afloramento heterogêneo com feições migmatíticas e veios leucocráticos ricos em cristais de ortopiroxênio; (h) Enclave de ortogranulito básico com granulação média e textura granoblástica; (i) Textura granoblástica com cristais de plagioclásio, ortopiroxênio e hornblenda constituindo os minerais essenciais. cpx: clinopiroxênio; opx: Ortopiroxênio; amp: Anfibólio; hbl: hornblenda; plg: plagioclásio; btt: biotita; qtz: quartzo.

Fonte: O autor, 2023.

4.2 Litogeoquímica

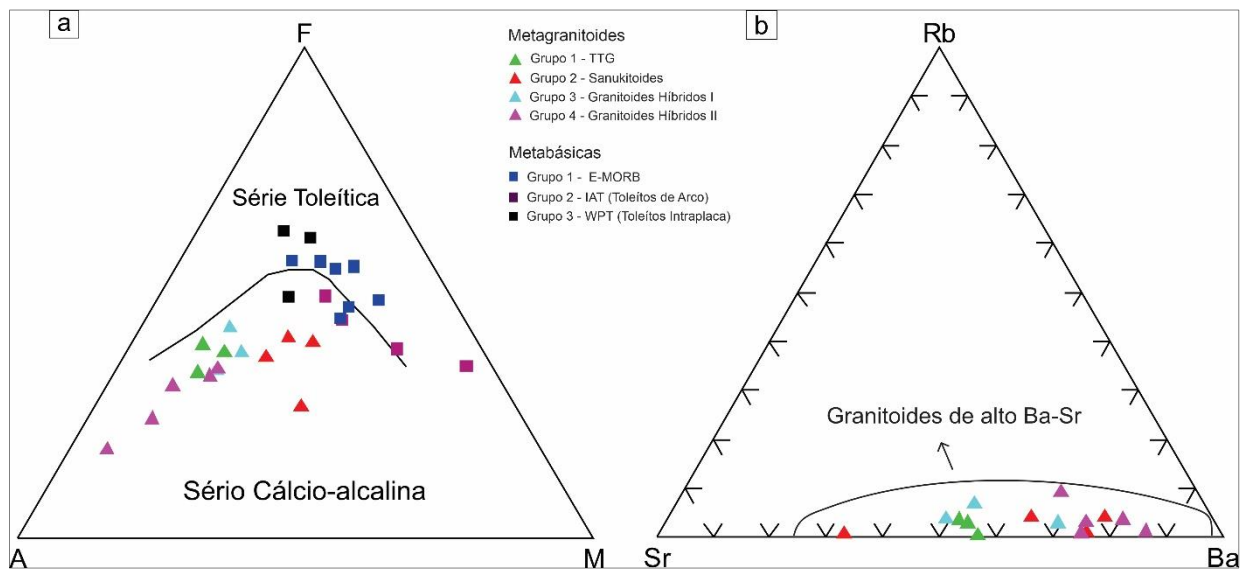
Este item apresenta os resultados de geoquímica em rocha total para 32 amostras de ortogranulitos dentre os quais 18 são ortogranulitos intermediários a ácidos e 14 se referem aos ortogranulitos básicos. Os resultados analíticos encontram-se nas tabelas apresentadas no APÊNDICE A da presente tese.

4.2.1 – Metagranitoides

Levando em consideração a geração de TTGs e sanukitoides paleoproterozoicos na borda sul do Cráton do São Francisco explorada por diferentes autores nos últimos anos (MOREIRA *et al.*, 2018,2020; BRUNO *et al.*, 2020, 2021; ARAUJO *et al.*, 2021), foi uma escolha para a presente tese aplicar a classificação geoquímica utilizada por estes trabalhos, que tem como base o trabalho de Laurent *et al.* (2014). Sendo assim, os ortogranulitos intermediários a ácidos foram definidos como: TTGs (granulitos enderbíticos), sanukitoides (granulitos enderbíticos e charno-enderbíticos) e granitoides híbridos I e II (granulitos charno-enderbíticos a charnockíticos). Os granitoides híbridos foram separados em dois grupos distintos por conta das diferenças geoquímicas relacionadas aos teores de SiO₂, K₂O, soma dos óxidos ferromagnesianos, razões Sr/Y e La_N/Yb_n, dentre outras características que serão detalhadas a seguir.

Os ortogranulitos intermediários a ácidos plotam no campo da série cálcio-alcálica no diagrama AFM de Irvine e Baragar (1972) e todas as rochas classificadas como metagranitoides nesta tese são granitoides de alto Ba-Sr de acordo com o diagrama ternário de Tarney e Jones (1994) (Figura 12).

Figura 12 – Diagramas ternários de classificação geoquímica



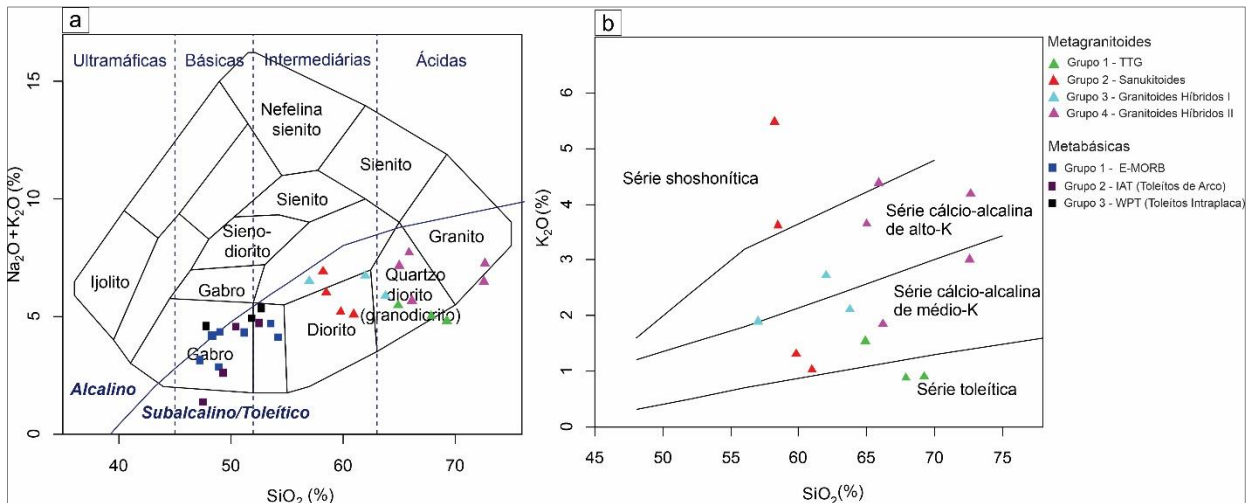
Legenda: a) Diagrama ternário de Irvine and Baragar (1972) exibindo os metagranitoides pertencentes a série cálcio-alcalina e as rochas metabásicas pertencentes a série toleítica. (b) Diagrama ternário de Rb-Ba-Sr por Tarney and Jones (1994) mostrando que o conjunto de metagranitoides estudados são caracterizados como granitoides de alto Ba-Sr.

Fonte: O autor, 2023.

4.2.1.1 – Tonalitos – Thronhjemitos – Granodioritos (TTG)

O primeiro grupo composicional aqui definido é caracterizado por alto teor de SiO_2 (> 62 %), alto teor de Na_2O (> 3,9 %), levando a baixos valores para a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (< 0,4), bem como baixos valores para o número de magnésio (#Mg), inferior a 0,45. As amostras desse grupo possuem também baixos valores para a soma de óxidos ferromagnesianos ($\text{FeO}_t + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 7.50$ %). O teor de CaO das amostras aqui definidas como TTG variam de 4,3 % até 4,7 %, resultando em teores moderados da razão $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Embora classificadas petrograficamente como tonalitos (ortogranulitos enderbíticos), devido ao alto teor de SiO_2 , essas rochas plotam no campo dos granodioritos no diagrama TAS de Cox (1979) (Figura 13 a). No diagrama de SiO_2 x K_2O , apenas uma amostra classificada como TTG plota no campo cálcio-alcálico de médio-K enquanto as outras duas plotam no campo de baixo-K.

Figura 13 – Diagramas de classificação química dos metagranitoides e metabásicas do CJF

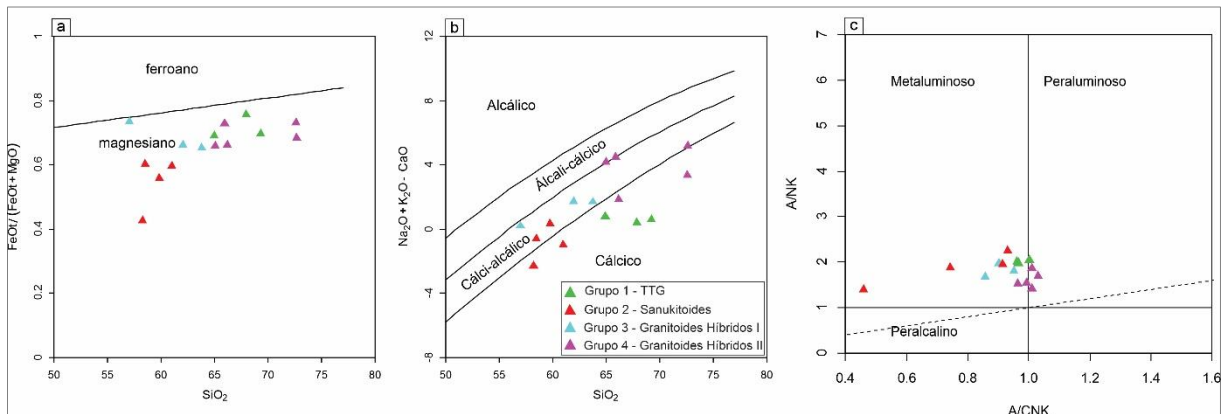


Legenda: (a) Diagrama classificatório de TAS (SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) por Cox (1979) mostrando que os ortogranulitos básicos definidos como IAT (Toleítos de Arco); E-MORB e WPT (Toleítos intraplaca) plotam no campo toleítico e possuem composição gabrítica. Os metagranitoides variam de composição diorítica até granítica. (b) Diagrama de SiO_2 vs. K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) mostrando que os metagranitoides de composição tonalítica (TTGs) pertencem a series cálcio-alcálicas de baixo K; os sanukitoides variam de médio até muito alto-K; e os granitoides híbridos I são majoritariamente de médio-K enquanto os híbridos-II são majoritariamente de alto-K.

Fonte: O autor, 2023.

As rochas pertencentes a esse grupo, por apresentarem teores de $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ inferiores a 0,7 foram classificadas como magnesianas no diagrama de Frost *et al.* (2001) (Figura 14 a). Os teores de CaO excedem a soma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, fazendo com que essas rochas sejam classificadas como cálcicas, também de acordo com Frost *et al.* (2021) (Figura 14 b). Os valores da razão A/CNK inferiores a 1 indicam que essas rochas são metaluminosas (Shand *et al.*, 1943) (Figura 14 c). No diagrama de elementos terras raras (ETR) com valores normalizados para o condrito de Boynton (1984) (Figura 14 a), as rochas desse grupo exibem anomalias positivas de Eu ($1,59 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 2,66$) com fracionamento de elementos terras raras leves (ETRL) e um padrão achatado para os elementos terras raras pesados (ETRP) resultando em altos valores para a razão La_N/Yb_N (> 30). As amostras deste grupo também apresentam valores elevados para a razão Sr/Y (44 – 91) e valores moderados para os elementos incompatíveis do tipo HFSE como Nb (2 ppm – 7 ppm) e Zr (146 ppm – 220 ppm). No diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (Figura 14 b), podemos observar anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti e anomalias positivas de Ba.

Figura 14 – Diagramas de classificação geoquímica para os metagranitoides do CJF



Legenda: (a) Diagrama $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. SiO_2 (Frost *et al.*, 2001) exibindo o caráter magnesiano dos metagranitoides estudados; (b) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 (Frost *et al.*, 2001) mostrando a variação dos campos cálcicos a álcali-cálcicos para os metagranitoides e (c) Diagrama A/NK vs. A/CNK (após Shand, 1943) mostra que os sanukitoides e os granitoides híbridos I são francamente metaluminosos e os TTGs e granitoides híbridos II exibem caráter levemente peraluminosos.

Fonte: O autor, 2023.

4.2.1.2 – Sanukitoides

O segundo grupo composicional aqui definido é caracterizado por teores de SiO_2 compreendidos entre 58 % e 61%, variável teor de K_2O ($1.03 \leq \text{K}_2\text{O} \leq 5.48$ %), levando a valores variáveis para razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,33 – 3,81), e teores de CaO superiores a 4,84%. Embora petrograficamente os ortogranulitos deste grupo tenham sido classificados como tonalitos e granodioritos (ortogranulitos enderbíticos e charno-enderbíticos), essas rochas foram classificadas como dioríticas no diagrama TAS de Cox (1979) (Figura 13 a). As amostras desse grupo plotam no campo de médio-K no diagrama de $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 13 b). Os altos valores para o número de magnésio ($\# \text{Mg} > 0,54$) são características marcantes para este grupo, assim como os altos valores para a soma de óxidos ferromagnesianos ($\text{FeO}_t + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 > 8,9$ %). Por conta do alto valor para o número de magnésio, essas rochas são classificadas como magnesianas no diagrama $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO}) \times \text{SiO}_2$ de Frost *et al.* (2001) (Figura 14 a). Embora este grupo também tenha elevados teores de CaO , os altos valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ faz com que essas rochas sejam classificadas como calci-alcálicas no diagrama de Frost *et al.* (2001) (Figura 14 b). Como os valores da razão A/CNK variam entre 0,4 e 0,9, essas rochas são classificadas como metaluminosas (Figura 14 c). As amostras desse grupo apresentam também elevados teores de elementos compatíveis como V (65 ppm – 181 ppm), Ni (20 ppm –

140 ppm) e Cr (70 ppm – 310 ppm), assim como elevados teores de elementos incompatíveis como Ba (1004 ppm – 2931 ppm) e Sr (312 ppm – 879 ppm).

No diagrama de elementos terras raras (ETR) com valores normalizados para o condrito de Boynton (1984) (Figura 15 c). as rochas desse grupo exibem anomalias levemente negativas de Eu ($0,74 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0,98$) e são enriquecidas em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP). No diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (Figura 15 d)., podemos observar enriquecimento em elementos incompatíveis do tipo LILE como Ba, Rb e Pb e anomalias negativas de Nb e Ta.

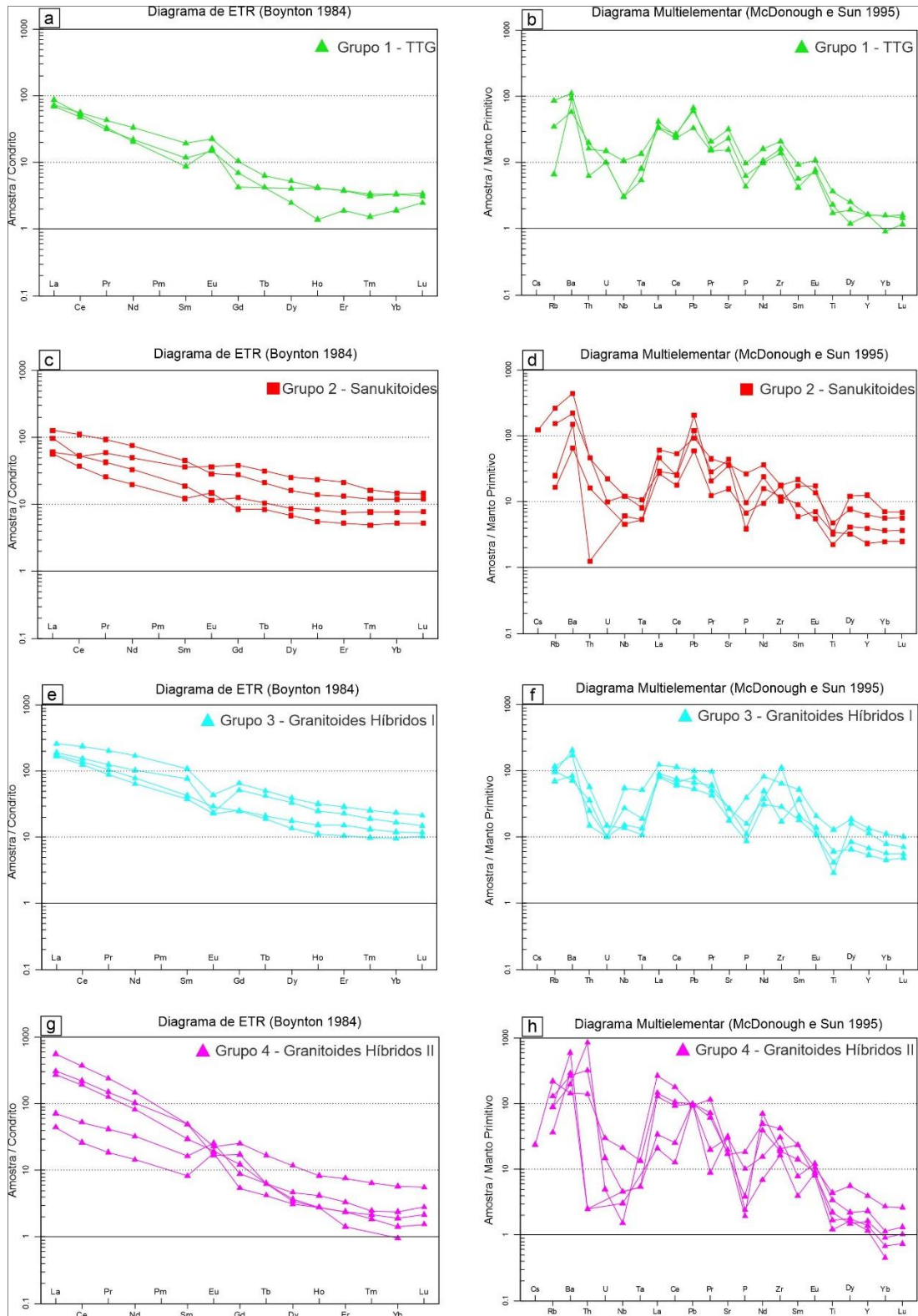
4.2.1.3 – Granitoides Híbridos I

O terceiro grupo composicional aqui definido é caracterizado por teores de SiO_2 compreendidos entre 57 % e 64 %, valores variáveis para razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,40 – 1,20), e teores de CaO superiores a 4,20%. Embora petrograficamente os ortogranulitos deste grupo tenham sido classificados como granodioritos (ortogranulitos charno-enderbíticos), essas rochas foram classificadas como dioríticas e granodiorítica no diagrama TAS de Cox (1979) (Figura 13 a). As amostras desse grupo plotam no campo de médio e alto-K no diagrama de $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 13 b). Por serem levemente mais enriquecidas em ferro, essas rochas são classificadas como magnesianas a levemente ferroanas no diagrama $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO}) \times \text{SiO}_2$ de Frost *et al.* (2001) (Figura 14 a). Assim como os sanukitoides, os valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ desse grupo faz com que essas rochas sejam classificadas como calci-alcálicas no diagrama de Frost *et al.* (2021) (Figura 14 b). Os valores da razão A/CNK variam entre 0,8 e 1, fazendo com que essas rochas sejam classificadas como metaluminosas (Figura 14 c). Analogamente aos sanukitoides, as amostras desse grupo são enriquecidas em elementos terras raras leves em relação aos pesados, com valores da razão La_N/Yb_N variando entre 11,3 e 18,5 e possuem anomalias negativas de európio ($0,38 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0,90$) (Figura 15 c). O padrão de elementos traço no diagrama multielementar com valores normalizados para o manto primitivo de McDonough e Sun (1995) exhibe anomalias negativas de Sr, Nb, Ta e Ti (Figura 15 d).

4.2.1.3 – Granitoides Híbridos II

O quarto grupo composicional, apesar de possuir semelhanças com o grupo anterior, foi tratado de forma separada por conta das suas notáveis diferenças. A começar pelos elevados teores de SiO₂, superiores a 66 %, podendo chegar até 73 %. Os valores da razão K₂O/Na₂O variam de 0,48 até 1,32 e, no diagrama TAS de COX (1979) essas rochas foram definidas como granitos e granodioritos, consistente com a caracterização petrográfica. O diagrama Na₂O + K₂O – CaO x SiO₂ de Frost *et al.* (2001) evidencia o caráter cálcico a alcáli-cálcico (Figura 14 b) das amostras deste grupo, o que significa que estas rochas são mais heterogêneas que o anteriormente definido. O valor da razão A/CNK varia de 0,96 até 1,03, fazendo com que essas rochas tenham uma assinatura levemente peraluminosa (Figura 14 c). A soma de óxidos ferromagnesianos desse grupo varia de baixa a moderada ($2,55 \% \leq \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 \leq 8,62 \%$) e o número de magnésio (#Mg) é sempre superior a 0,40. Os teores de Ni e Cr variam de 20 a 40 ppm e 20 a 60 ppm, respectivamente, e as rochas deste grupo apresentam altos teores de Sr (340 ppm – 635 ppm). No diagrama de elementos terras raras (ETR) com valores normalizados para o condrito de Boynton (1984) (Figura 15 g), as rochas desse grupo exibem padrão de maior fracionamento de elementos terras raras leves em relação aos pesados dentre os metagranitoides estudados, com valores da razão La_N/Yb_N superiores a 40. As anomalias de Eu deste grupo variam entre levemente negativas a fortemente positivas ($0,58 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 2,76$) e no diagrama multielementar normalizado para manto primitivo (Figura 15 h), podemos observar forte enriquecimento em Sr e anomalias negativas de Nb, P e Ti.

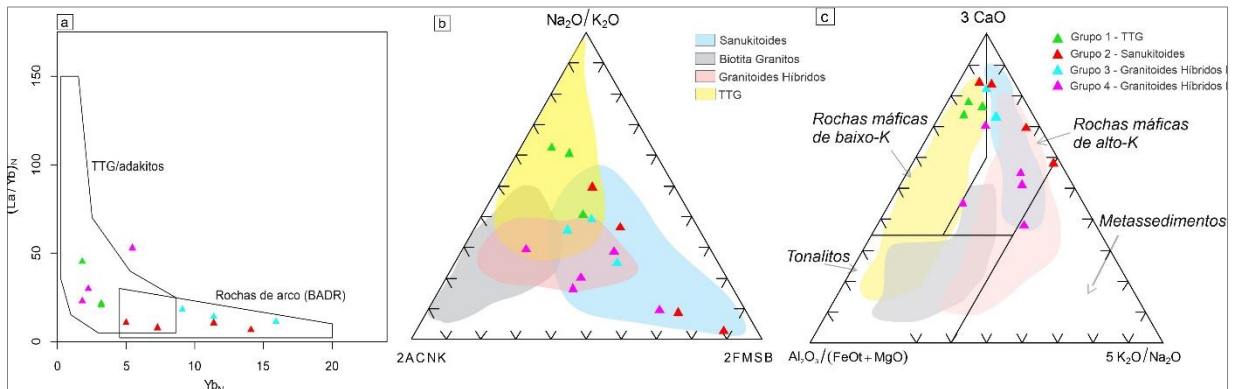
Figura 15 – Diagramas de Elementos Terras Raras (ETR) e Elementos Traço para os metagranitoides do CJF



Legenda: Coluna da esquerda exibe padrão de ETR normalizados para o condrito de Boynton (1984) e coluna da esquerda exibe padrão multielementar normalizado para o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995).

Fonte: O autor, 2023.

Figura 16 – Diagramas de classificação geoquímica para os metagranitoides do CJF



Legenda: (a) diagrama de discriminação de TTGs/Adakitos e rochas ordinárias de arco magmático (MARTIN, 1986); (b) diagrama Ternário de classificação de Laurent *et al.* (2014); (c) diagrama ternário com possíveis fontes para os metagranitoides estudados, por Laurent *et al.*, (2014).

Fonte: O autor, 2023.

4.2.2 Ortogramulitos básicos

As rochas básicas estudadas, descritas no campo e petrograficamente como ortogramulitos básicos, foram subdivididas em 3 grupos geoquímicos, de acordo com sua possível ambiência tectônica: E-MORBs (basaltos enriquecidos); IAT (Toleítos de Arco) e WPT (Toleítos intraplaca), levando em consideração o padrão dos elementos terras raras e os teores de TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e Na_2O . No diagrama AFM (Figura 12 a) as rochas são classificadas como toleíticas e todas plotam no campo subalcalino no diagrama TAS de Cox (1979) (Figura 13 a), sendo classificadas como gabros.

4.2.2.1 – E-MORB

O primeiro grupo de rochas básicas é caracterizado por teores de SiO_2 variando de 47 % a 54 % com enriquecimento de elementos terras raras leves em relação aos pesados, como exibido pelo diagrama de ETR com amostras normalizadas para o condrito de Boynton (1984). Os valores da razão La_N/Yb_N para este grupo varia de 2,9 até 7,2 (Figura 17 a). No diagrama multi-elementar (Figura 17 b) normalizado para N-MORB (SUN; MCDONOUGH, 1989), todas as amostras exibem enriquecimento em elementos incompatíveis como Ba, K, Pb, Sr e

Nd. As rochas deste grupo plotam no campo de E-MORB no diagrama discriminante de Pearce (1982), no campo de domínios compressivos a extensionais no diagrama ternário de Cabanis e Lecolle (1989) e E-MORB no diagrama tectônico de Pearce (2008) (Figuras 18 a, b e c, respectivamente).

4.2.2.2 – IAT (Toleítos de arco)

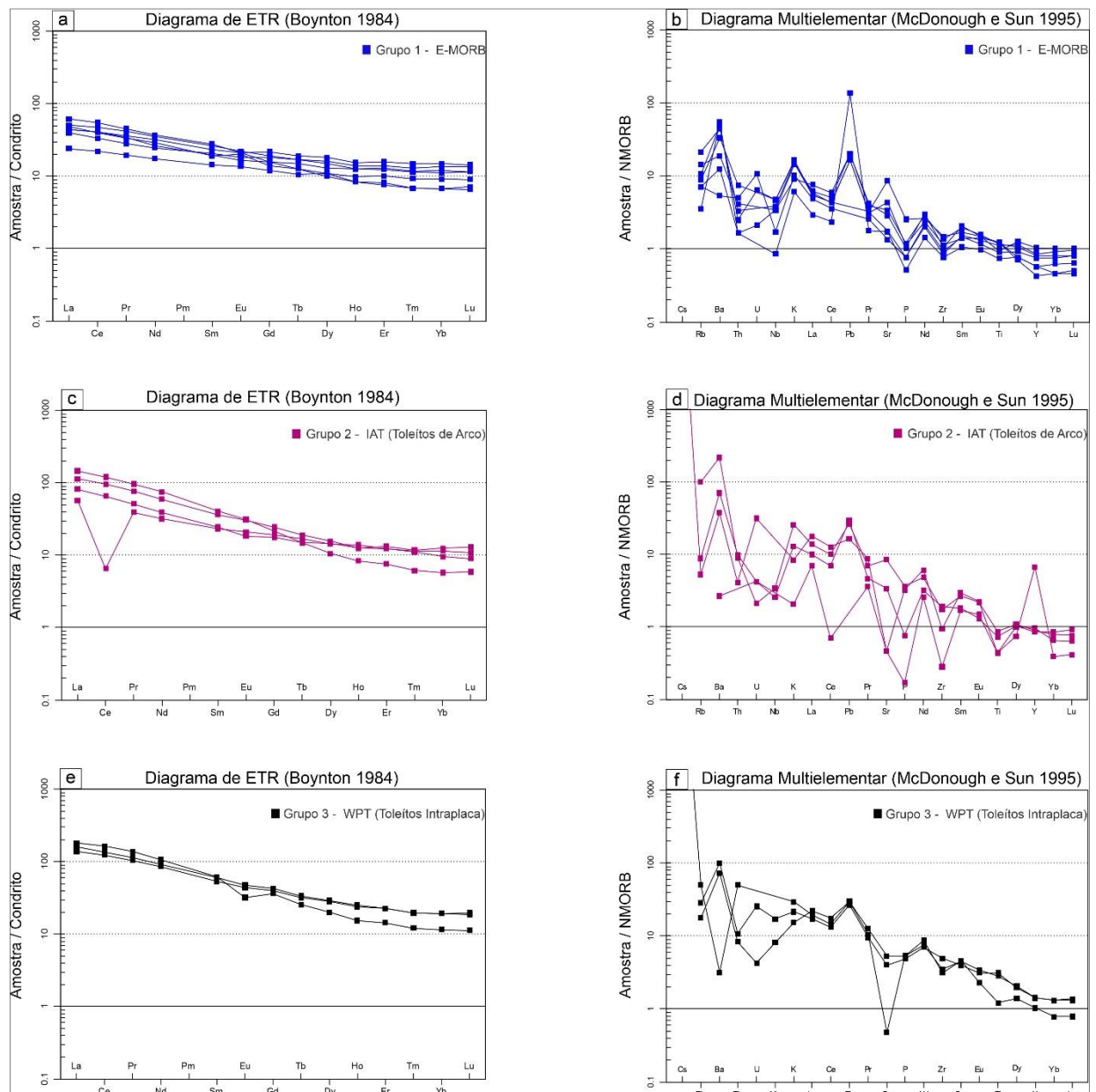
O segundo grupo geoquímico definido para as rochas metabásicas apresentam baixo teor de TiO_2 ($< 1\%$), quando comparado aos demais grupos, com moderado número de magnésio ($\#Mg = 0,51$), altos teores de CaO ($> 8,2\%$) e altos valores para a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ($> 9,32$). O padrão de elementos terras raras com as amostras normalizadas para o condrito de Boynton (1984) é caracterizado pelo fracionamento de elementos terras raras leves em relação aos pesados, levando a valores da razão La_N/Yb_N de até 46 (Figura 17 c). Enriquecimento em elementos incompatíveis como Ba, La, Pb e Nd é evidente no diagrama multi-elementar (Figura 17 d) com as amostras normalizadas para N-MORB (SUN; MCDONOUGH, 1989). Nos diagramas de ambiente tectônico essas amostras plotam no campo de “Lavas de arco” quando utilizados os parâmetros Zr vs Ti (PEARCE, 1982) e no diagrama ternário de Cabanis e Lecolle (1989) (Figura 18 b) plotam no campo de domínio orogênico (compressivo).

4.2.2.3 – WPT (Toleítos intraplaca)

O terceiro e último grupo geoquímico definido para os ortogranulitos básicos exibem alto teor de TiO_2 (1,6 – 3,9 %), teores moderados de CaO (7,2 – 8,7 %) e baixo número de magnésio ($\#Mg < 0,45$). Essas rochas exibem padrões de alto fracionamento de elementos terras raras leves em relação aos pesados, com valores da razão La_N/Yb_N variando de 13 até 28 (Figura 17 d), com as amostras normalizadas para o condrito de Boynton (1984), com anomalia negativa de Eu caracterizada pelas razões Eu/Eu^* variando de 0,68 até 0,95. Concentrações moderadas de Nb (4 ppm – 40 ppm) e altos teores de La (43 ppm a 56 ppm) leva a baixos valores para a razão Nb/La ($< 0,9$). Baixas concentrações de Sr, inferiores a 363 ppm, definem uma anomalia negativa para este elemento no diagrama multi-elementar (Figura 17 e) com as amostras

normalizadas para N-MORB (SUN; MCDONOUGH, 1989). Neste diagrama, podemos observar um forte fracionamento de elementos do tipo LILE em relação aos elementos do tipo HFSE. As rochas pertencentes a este grupo plotam no campo de basaltos intraplaca no diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce (1982) (Figura 18 a).

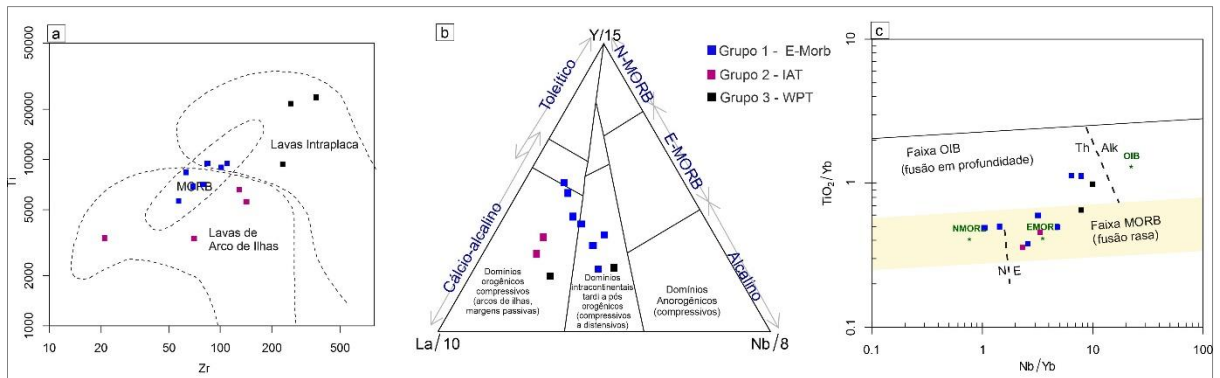
Figura 17 – Diagramas de Elementos Terras Raras (ETR) e Elementos Traço para as rochas metabásicas do CJF



Legenda: Coluna da esquerda exibe padrão de ETR normalizados para o condrito de Boynton (1984) e coluna da esquerda exibe padrão multielementar normalizado para N-MORB, de Sun e McDonough (1989).

Fonte: O autor, 2023.

Figura 18 – Diagramas tectônicos para as rochas metabásicas do CJF



Legenda: (a) Diagrama Ti x Zr com discriminação de ambientes tectônicos por Pearce (1982); (b) Diagrama ternário de ambiente tectônico de Cabanis e Lecolle (1989) e (c) Diagrama TiO₂/Yb x Nb/Yb de Pearce (2008).

Fonte: O autor, 2023

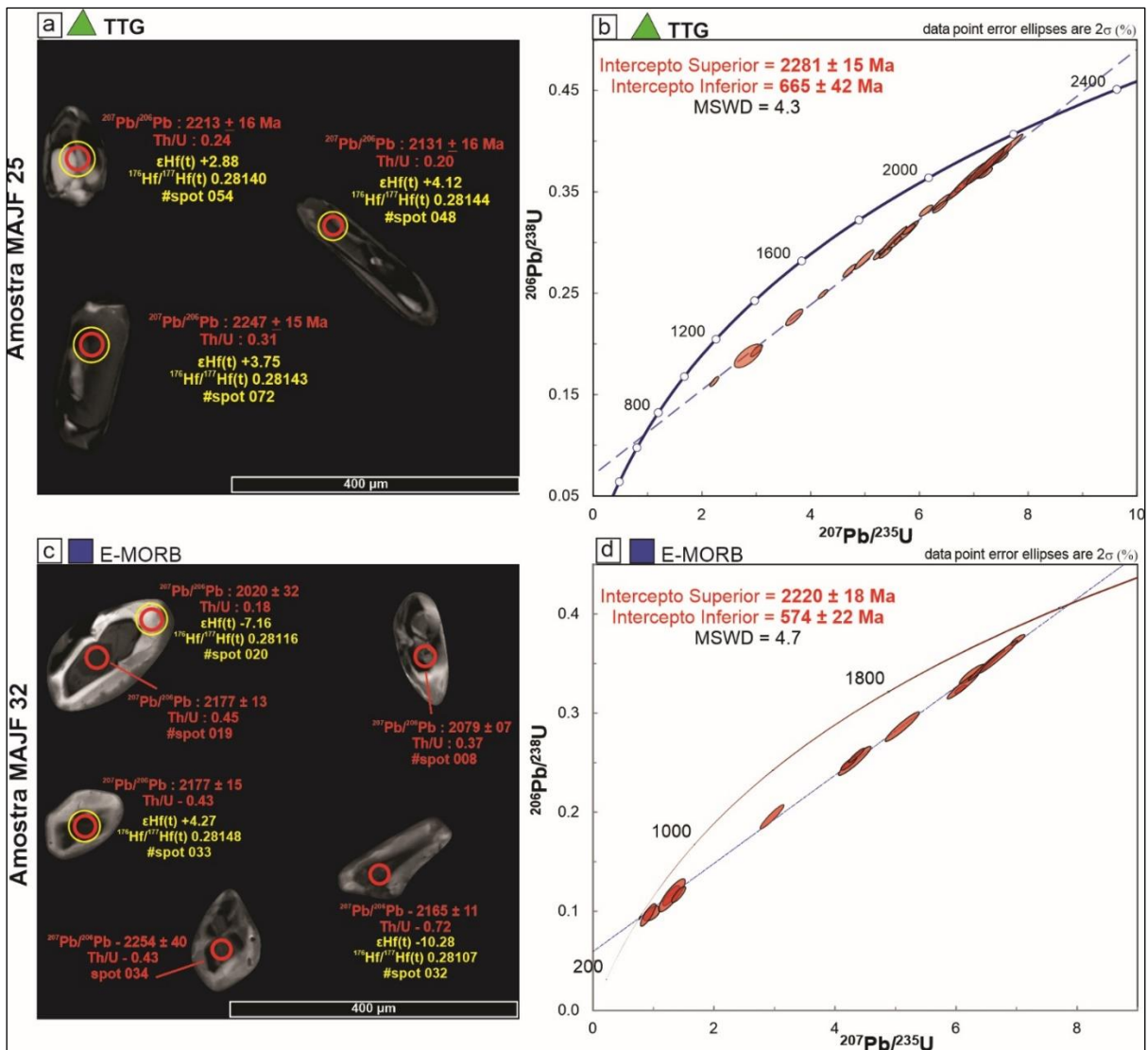
4.3 Geocronologia U-Pb em zircão

As análises geocronológicas de U-Pb em zircão por LA-CP-MS foram realizadas considerando os diferentes grupos petrográficos e geoquímicos previamente definidos nos itens 4.2 e 4.3, englobando toda a área de estudo onde afloram as escamas relativas ao ortogranulitos mapeados como Complexo Juiz de Fora (Figura 8). Os resultados analíticos estão apresentados no APÊNDICE B da presente tese e a tabela com as idades de cristalização e herança encontra-se no final deste capítulo (Tabela 6). Doze amostras foram selecionadas para geocronologia U-Pb e dentre elas, cinco foram selecionadas para análises isotópicas de Lu-Hf in situ. As análises de Lu-Hf foram realizadas em grãos com no máximo 7 % de discordância e tais resultados serão abordados no item 4.5.

A amostra MAJF 25 é um ortogranulito enderbítico pertencente ao grupo químico definido como TTG. Os grãos de zircão dessa amostra variam de incolores com pequenas inclusões até tons de coloração ocre, com bordas de sobrecrescimento. Os grãos desta amostra são majoritariamente subédricos, alongados com bordas arredondas e altura variando de 30 a 400 μm . Dentre os 39 spots analisados, 26 deles apresentam razão Th/U variando entre 0,02 e 0,24 e apresentam discordância variando de 5 % a 38 %. Os dados obtidos para esta amostra tornam possível a elaboração de um diagrama de concórdia com intercepto superior em $2281 \pm$

15 Ma (2σ), e intercepto inferior em 665 ± 42 Ma (2σ), com MSWD de 4,3. A idade paleoproterozoica foi interpretada como idade de cristalização do protólito (Figura 19 a e b).

Figura 19 – Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras MAJF 25 e MAJF 32



Legenda: Imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão mais representativos: (a) Ortogranulito enderbítico com assinatura TTG e (c) Ortogranulito básico com assinatura E-MORB. Círculos vermelhos indicam a localização das análises U-Pb por ablação a laser e círculos amarelos indicam as análises Lu-Hf. Diagramas de concórdia para as amostras: (c) MAJF 25 e (d) MAJF 32.

Fonte: O autor, 2023.

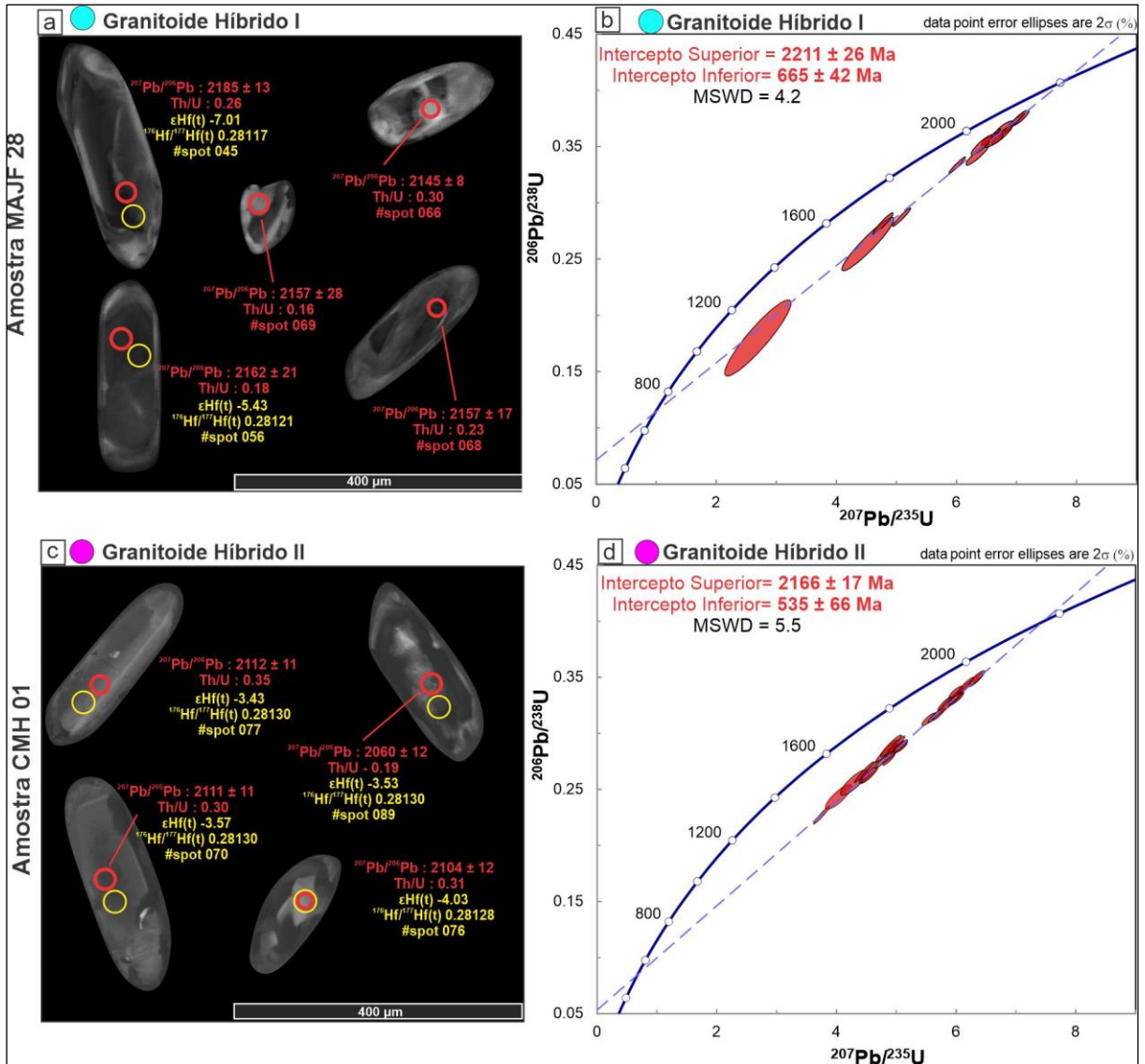
A amostra MAJF 32 é um ortogranulito básico pertencente ao grupo químico definido como E-MORB. Os grãos de zircão são euédricos a subédricos, majoritariamente prismáticos com proporção altura/largura 2:1. As alturas variam de 20 a 350 μm com alguns grãos exibindo zoneamento oscilatório em seu núcleo nas imagens de catodo luminescência (Figura 19 c).

Valores da razão Th/U variam de 0,02 até 0,70. Dentre as 17 análises realizadas foram selecionadas apenas 7, todas com discordância inferior a 10 %. Um diagrama de concórdia foi gerado com intercepto superior em 2220 ± 18 Ma (2σ), e intercepto inferior em 574 ± 22 Ma (2σ) (MSWD = 4,7) (Figura 19 d). A idade paleoproterozoica foi interpretada como idade de cristalização do protólito. As análises menos discordantes, relativas aos spots #19 e #33, apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2177 ± 13 Ma (2σ), e 2177 ± 15 Ma (2σ), respectivamente.

A amostra MAJF 28 é um ortogranulito charno-enderbítico que pertence ao grupo químico “Granitoides Híbridos I”. Os grãos de zircão dessa amostra apresentam colorações rosa claro até ocre, com grãos transparentes e opacos, majoritariamente subédricos, alongados com altura variando de 50 a 400 μm (Figura 20 a). Alguns grãos apresentam bordas angulosas. Dentre as 23 análises realizadas, 14 apresentam valores da razão Th/U variando de 0,03 a 0,40 e permitiram a elaboração de um diagrama de concórdia com intercepto superior em 2211 ± 26 Ma (2σ) e intercepto inferior em 665 ± 42 Ma, com MSWD = 4,2 (Figura 20 b). A idade paleoproterozoica foi interpretada como idade de cristalização do protólito.

A amostra CMH 01 é um ortogranulito charno-enderbítico pertencente ao grupo geoquímico “Granitoide Híbrido II”. Os grãos de zircão dessa amostra são alongados, subédricos com bordas subarredondadas e tem altura variando de 100 a 380 μm . A razão altura/largura varia de 2:1 até 3:1 e as imagens de catodo luminescência exibem zoneamento magmático oscilatório em alguns grãos alongados (Figura 20 c). Os valores da razão Th/U para essas amostras variam entre 0,04 e 0,50. Dentre as 57 análises U-Pb realizadas, 37 definem um diagrama de concórdia indicando perda de Pb para o Neoproterozoico. Este diagrama apresenta discórdia com intercepto superior em 2166 ± 17 (2σ) e intercepto inferior em 535 ± 66 (2σ) Ma, com MSWD = 5,5 (Figura 20 d). A idade paleoproterozoica foi interpretada como idade de cristalização do protólito enquanto a idade neoproterozoica foi interpretada como idade de metamorfismo.

Figura 20 – Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras MAJF 28 e CMH 01



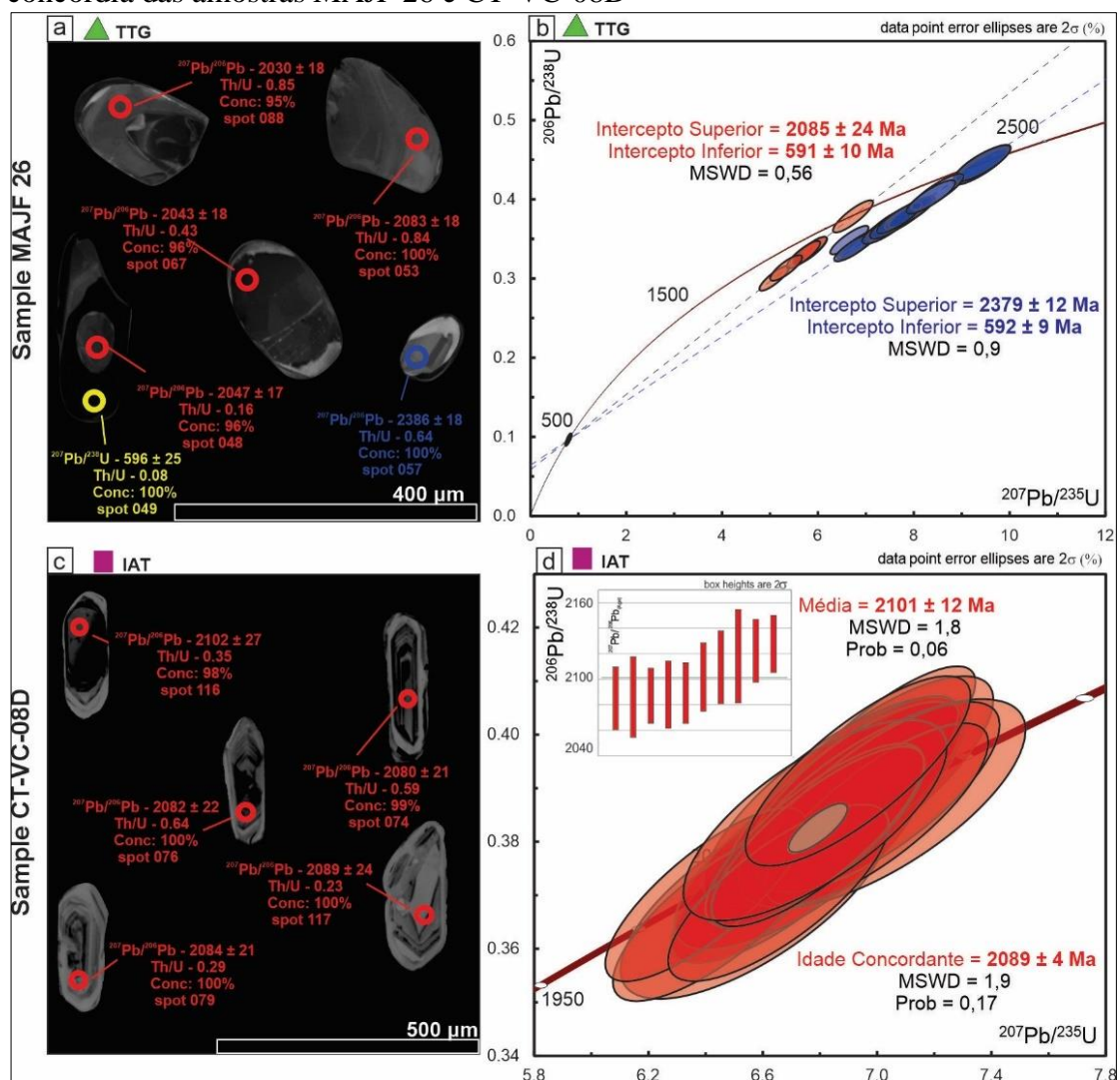
Legenda: Imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão mais representativos: (a) Ortogranulito charno-enderbítico pertencente ao grupo “Granitoide Híbrido I” e (c) Ortogranulito charnockítico pertencente ao grupo “Granitoide Híbrido II”. Círculos vermelhos indicam a localização das análises U-Pb por ablação a laser e círculos amarelos indicam as análises Lu-Hf. (b) e (d) Diagramas de concórdia com idades definidas pelos interceptos superior e inferior.

Fonte: O autor, 2023.

A amostra MAJF 26 é um ortogranulito enderbítico pertencente ao grupo geoquímico classificado como TTG. Os grãos de zircão são translúcidos a opacos com coloração marrom clara e marrom escura, de morfologia subédrica, majoritariamente alongados com alturas variando de 30 a 400 μm . Alguns grãos subarredondados apresentam zoneamento concêntrico irregular nas imagens de catodo luminescência (Figura 21 a). Dentre as 35 análises U-Pb

realizadas nas bordas e nos núcleos, valores das razões Th/U variam entre 0,00 e 1,24, determinando três populações com idades distintas. Nove análises U-Pb apresentam idades concordantes de 594 ± 7 Ma (2σ) (MSWD = 0,98) (Figura 21 b), consistente com a idade definida pelo intercepto inferior construído a partir de duas retas discórdias. Essa idade ediacarana, obtida majoritariamente a partir das análises realizadas nas bordas dos grãos estudados, foram interpretadas como relacionadas ao metamorfismo em facies granulito durante o evento neoproterozoico.

Figura 21 - Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras MAJF 26 e CT-VC-08D



Legenda: Imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão mais representativos: (a) Ortogranulito enderbítico pertencente ao grupo “TTG” e (c) Ortogranulito básico pertencente ao grupo “IAT (Toleítos de Arco)”. Círculos vermelhos indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paleoproterozoicas de cristalização; círculos azuis indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ herdadas e círculos amarelos indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ neoproterozoicas; (b) Diagrama de concórdia da amostra MAJF 26 e (d) Idade concordante de cristalização da amostra CT-VC-08D.

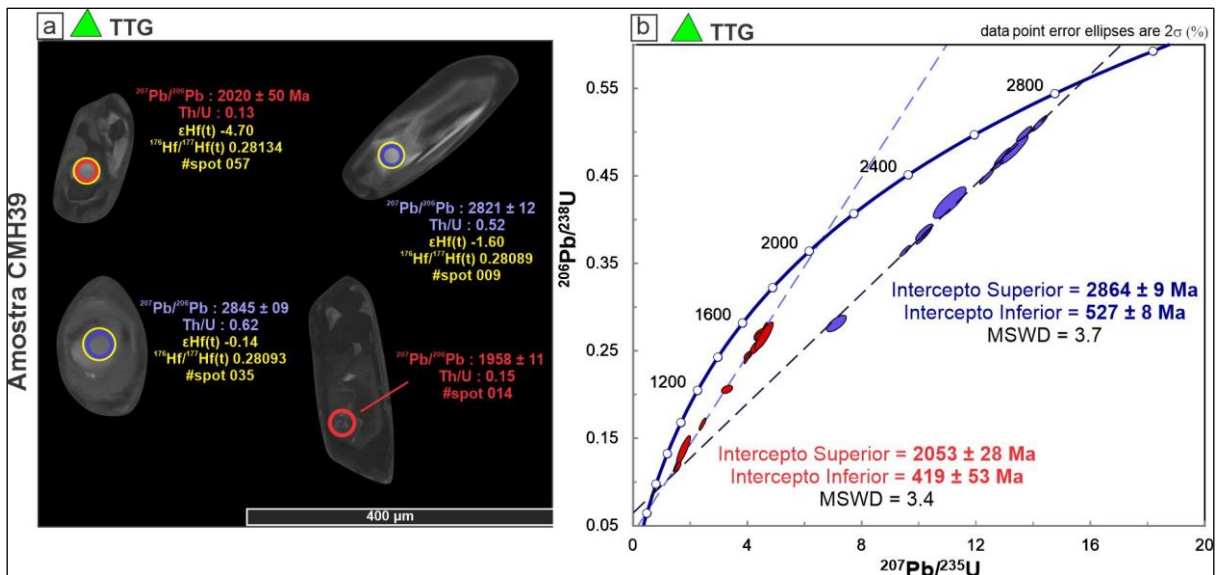
Fonte: O autor, 2023.

Ainda concernente a amostra MAJF 26, um grupo com 20 análises U-Pb nos núcleos dos grãos de zircão exibem um diagrama de concórdia com intercepto superior em 2379 ± 12 Ma (2σ), com MSWD = 0,90, interpretada como herança (Figura 21 b). Seis análises definem uma reta discórdia com intercepto superior em 2085 ± 24 Ma (2σ) (MSWD = 0,56) (Figura 21 b), interpretada como idade de cristalização do protólito.

A amostra CT-VC-08D é um ortogranulito básico pertencente ao grupo geoquímico definido como “IAT (Toleítos de arco)”. A morfologia mais comum dentre os grãos de zircão é prismática com grãos subarredondados exibindo zoneamento oscilatório. Alguns grãos subangulares apresentam microestrutura convoluta interna como é possível observar nas imagens de catodo luminescência (Figura 21 c). Alguns grãos subédricos e alongados apresentam altura variando entre 50 e 400 μm e possuem proporção altura/largura variando entre 1:1 e 3:1. Os valores da razão Th/U variam entre 0,02 e 1,24. Dentre as 30 análises realizadas, 26 (discordância inferior a 2 %) permitiram a construção de um diagrama de concórdia com idade concordante em 2089 ± 4 Ma (2σ) (MSWD = 1,9) (Figura 21 d). Os 10 grãos com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais antigas definem uma média de 2101 ± 12 Ma (2σ) (MSWD = 1,8) (Figura 21 d), interpretada como idade de cristalização do protólito.

A amostra CMH 39 é um ortogranulito enderbítico (composição tonalítica) que pertence ao grupo químico definido como TTG. Os grãos de zircão dessa amostra são prismáticos, euédricos a subédricos, de coloração marrom clara a marrom escura, com bordas subangulares em sua maioria. Grãos arredondados ocorrem exibindo complexa estruturação interna nas imagens de catodoluminescência (Figura 22 a). Podemos observar alguns grãos com zoneamento oscilatório magmático, principalmente nos cristais alongados com proporção altura/largura 3:1. Dentre as 30 análises realizadas, 13 foram utilizadas para a construção do diagrama de concórdia. Os valores da razão Th/U variam de 0,02 até 0,14 e definem uma discórdia (Figura 22 b) com intercepto superior em 2053 ± 28 Ma (2σ) e intercepto inferior em 419 ± 53 Ma (2σ) (MSWD = 3,4). A partir de um segundo conjunto contendo 16 análises foi possível elaborar uma discórdia com intercepto superior em 2864 ± 9 Ma (2σ) e intercepto inferior em 527 ± 8 Ma (2σ) com MSWD = 3,7 (Figura 22b). A idade mesoarqueana foi interpretada como herança e a idade neoproterozoica é consistente com o evento metamórfico ocorrido na região de estudo.

Figura 22 – Imagens de catodoluminescência e diagrama de concórdia da amostra CMH 39



Legenda: Imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão mais representativos: (a) Ortogranulito enderbítico pertencente ao grupo “TTG”. Círculos vermelhos indicam a localização das análises U-Pb com respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paleoproterozoicas, círculos azuis indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ herdadas arqueanas e círculos amarelos indicam as análises Lu-Hf com ϵ_{Hf} calculado para a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida no grão. (b) Diagrama de concórdia com idades definidas pelos interceptos superior e inferior.

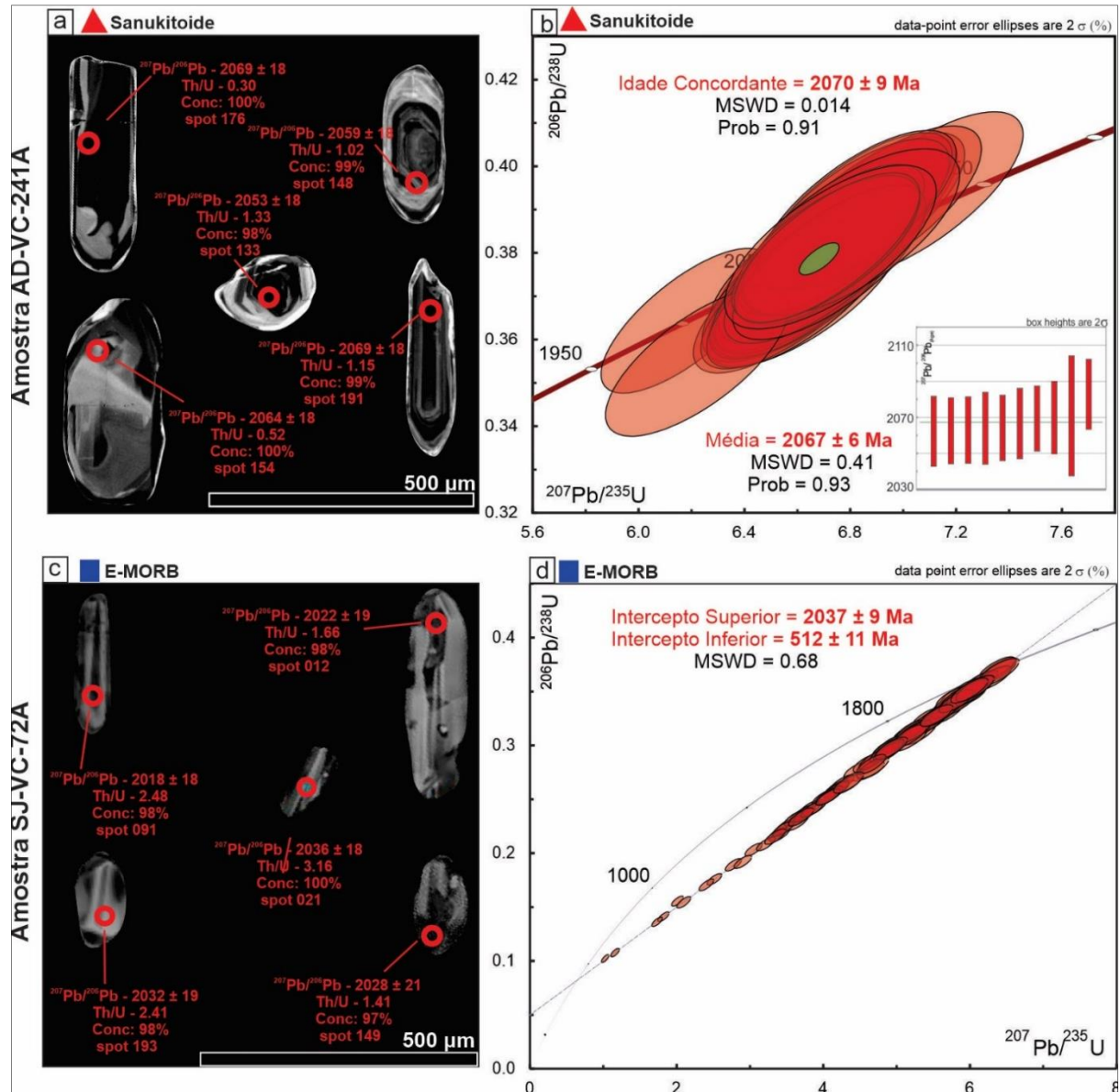
Fonte: O autor, 2023.

A amostra AD-VC-241 A é um ortogranulito enderbítico pertencente ao grupo químico classificado como “Sanukitoide”. A população de grãos de zircão desta amostra apresenta coloração rosa claro até marrom escura, são translúcidos a opacos, majoritariamente subédricos com altura variando entre 50 e 400 μm (Figura 23 a). Dentre 67 análises U-Pb, 45 medidas extraídas de bordas e núcleos exibem valores para a razão Th/U variando entre 0,25 e 3,52 e as discordância das análises são inferiores a 2 %. Sendo assim, foi possível construir um diagrama de concórdia com idade concordante de $2070 \pm 9 \text{ Ma}$ (2σ) (MSWD = 0,014) (Figura 23 b), interpretada como idade de cristalização do protólito.

A amostra SJ-VC-72A é um ortogranulito básico que pertence ao grupo geoquímico classificado como “E-MORB”. Os grãos dessa amostra são translúcidos a opacos, subédricos e majoritariamente alongados, com poucos exemplares arredondados (Figura 23 c). Dentre as 133 análises realizadas, 127 exibem valores para a razão Th/U variando entre 1,35 e 4,07 e a partir destas foi possível construir um diagrama de concórdia cuja reta discórdia exhibe intercepto superior em $2038 \pm 5 \text{ Ma}$ (2σ), com MSWD = 0,68, e intercepto inferior em $512 \pm 11 \text{ Ma}$ (2σ)

(Figura 23 d). Essas idades foram interpretadas como idade de cristalização do protólito e idade de metamorfismo, respectivamente.

Figura 23 - Imagens de catodoluminescência e diagramas de concórdia das amostras AD-VC-241A e SJ-VC-72A

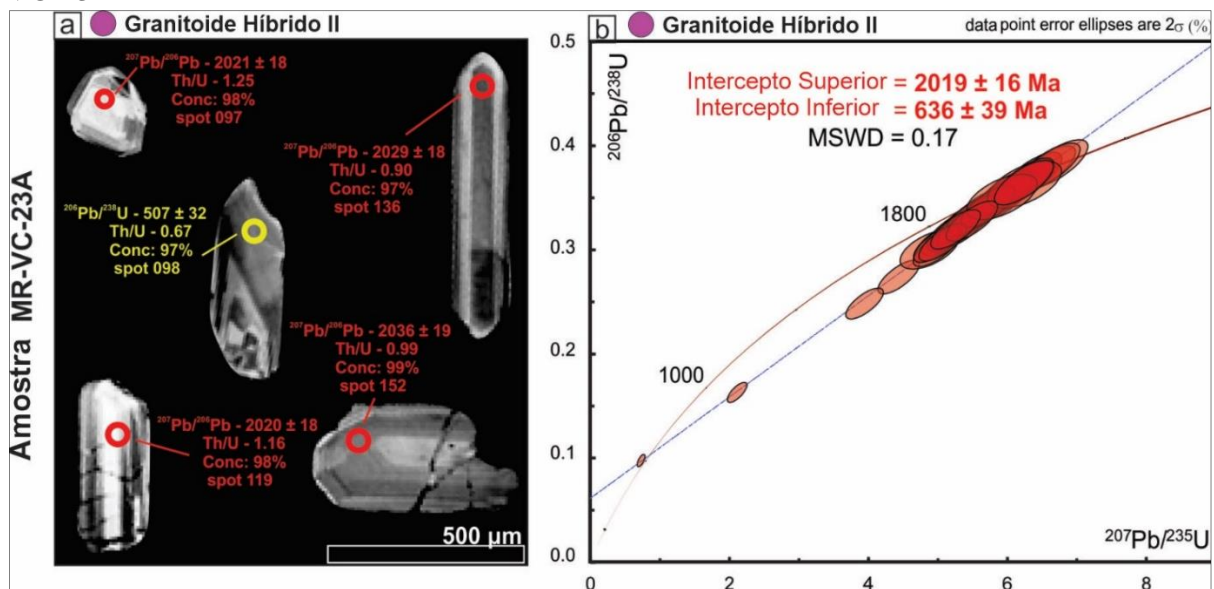


Legenda: Imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão mais representativos: (a) Ortogranulito enderbítico pertencente ao grupo “Sanukitoidite” e (c) Ortogranulito básico pertencente ao grupo “E-MORB”. Círculos vermelhos indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paleoproterozoicas de cristalização; (b) Idade concordante de cristalização da amostra AD-VC-241A e (d) Diagrama de concórdia com idades definidas pelos interceptos superior e inferior para a amostra SJ-VC-72A.

Fonte: O autor, 2023.

A amostra MR-VC-23A é um ortogranulito charnockítico pertencente ao grupo geoquímico definido como “Granitoide Híbrido II”. Os grãos de zircão são translúcidos a opacos, de coloração rosa claro até marrom escura, e possuem morfologia euédrica a subédrica. Os grãos alongados de proporção altura/largura 3:1 possuem bordas subarredondadas mas também existem grãos com bordas angulosas na proporção 1:1. A altura dos grãos alongados varia de 200 a 500 μm , enquanto os grãos menores apresentam medidas variando de 30 a 80 μm (Figura 24 a). Quarenta e uma análises U-Pb foram obtidas para esta amostra e os valores da razão Th/U variam de 0,42 até 1,46, definindo uma reta discórdia com intercepto superior em $2019 \pm 16 \text{ Ma}$ (2σ) e intercepto inferior em $636 \pm 39 \text{ Ma}$ (2σ), com $\text{MSWD} = 0,17$ (Figura 24 b). A idade paleoproterozoica foi interpretada como idade de cristalização do protólito enquanto a idade ediacarana (considerando o erro) foi interpretada como metamorfismo.

Figura 24 - Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia da amostra MR-VC-23A



Legenda: Imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão mais representativos: (a) Ortogranulito charnockítico pertencente ao grupo “Granitoide Híbrido II”. Círculos vermelhos indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paleoproterozoicas de cristalização e círculos amarelos indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ neoproterozoicas; (b) Idade concordante de cristalização da amostra AD-VC-241A e (d) Diagrama de concórdia da amostra MR-VC-23A com idades definidas pelos interceptos superior e inferior.

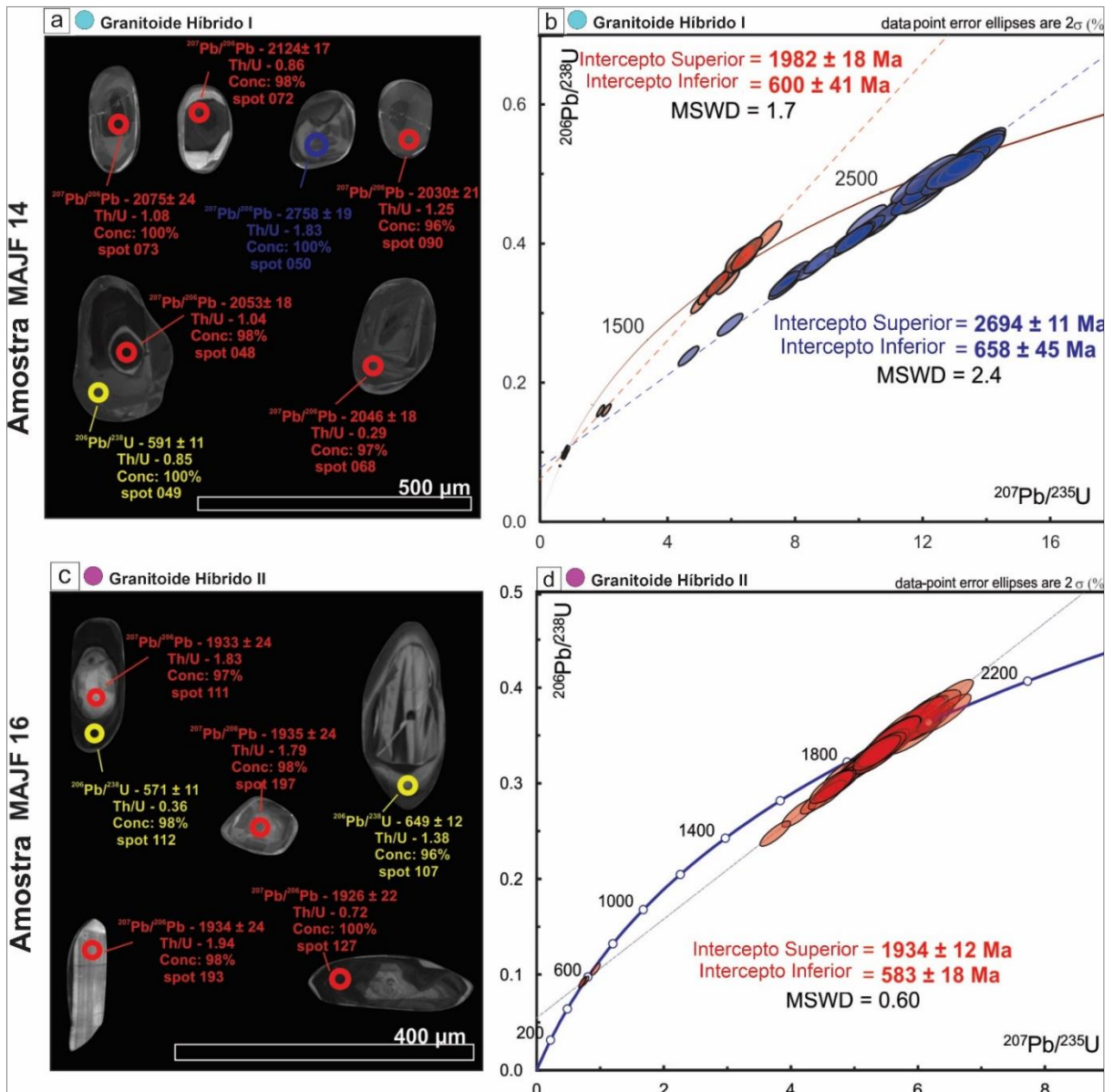
Fonte: O autor, 2023.

A amostra MAJF 14 é um ortogranulito charno-enderbítico classificado geoquimicamente como “Granitoide Híbrido I”. A morfologia mais comum dentre a população de grãos estudados é prismática, euédrica a subédrica com coloração marrom claro a marrom escura. Nas imagens de catodoluminescência é possível observar zoneamento oscilatório em

alguns grãos alongados. Grãos arredondados ocorrem exibindo estrutura interna convoluta, sugerindo intercrescimento durante o metamorfismo de alto grau (Corfu *et al.*, 2003) (Figura 25 a). Dentre as 64 análises realizadas, 14 apresentam valores da razão Th/U variando de 0,02 até 1,25. Esta população define uma reta discórdia com intercepto superior em 1982 ± 18 Ma (2σ) e intercepto inferior em 600 ± 41 Ma (2σ), com MSWD = 1,7 (Figura 25 b). A idade paleoproterozoica foi interpretada como idade de cristalização do protólito enquanto a idade ediacarana interpretada como metamorfismo. Uma população com 45 análises define uma reta discórdia com intercepto superior em 2694 ± 11 Ma (2σ), com MSWD = 2,4 (Figura 25 b). Esta idade neoarqueana foi interpretada como herança. Uma população de cinco grãos, com análises obtidas a partir das bordas, definem uma idade concordante de 604 ± 11 Ma (2σ), consistente com os interceptos inferiores calculados para as duas retas discórdias apresentadas.

A amostra MAJF 16 é um otrogranulito charno-enderbítico pertencente ao grupo geoquímico “Granitoide Híbrido II”. Os grãos de zircão analisados possuem morfologia predominantemente prismática e são subédricos, com alguns cristais arredondados e subarredondados e alturas variando de 30 a 320 μm . Variam de translúcidos a opacos com a maior parte dos grãos de coloração marrom claro. É possível observar microestrutura convoluta nos núcleos de alguns grãos subarredondados (Figura 25 c). Dentre as 78 análises U-Pb realizadas, 60 delas exibem valores da razão Th/U variando de 0,16 até 2,76. A elaboração do diagrama de concórdia foi realizada e a reta discórdia possui intercepto superior em 1934 ± 12 Ma (2σ) e intercepto inferior em 583 ± 18 Ma (2σ), com MSWD = 0,60 (Figura 25 d). A idade orosiriana foi interpretada como idade de cristalização enquanto a idade ediacarana foi interpretada como metamorfismo.

Figura 25 - Imagens de catodoluminescência (CL) e diagramas de concórdia das amostras MAJF 14 e MAJF 16



Legenda: Imagens de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão mais representativos: (a) Ortogranulito charno-enderbítico pertencente ao grupo “Granitoide Híbrido I” e (c) Ortogranulito charno-enderbítico pertencente ao grupo “Granitoide Híbrido II”. Círculos vermelhos indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paleoproterozoicas de cristalização; círculos azuis indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ arqueanas herdadas e círculos amarelos indicam as idades $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ neoproterozoicas; (b) Diagrama de concórdia da amostra MAJF 14 e (d) Diagrama de concórdia da amostra MAJF 16.

Fonte: O autor, 2023.

4.4 Isótopos de Sm, Nd e Sr

As análises de Sm-Nd e Sr em rocha total foram realizadas em 12 amostras selecionadas, sendo 9 ortogranulitos félsicos (metagranitoides) e 3 ortogranulitos básicos. Dentre os metagranitoides analisados, três pertencem ao grupo geoquímico definido como “TTG”, um foi classificado como “sanukitoide”, cinco foram classificados como granitoides híbridos (duas amostras pertencentes ao grupo I e três amostras pertencentes ao grupo II). Dentre os ortogranulitos básicos foram analisadas duas amostras com assinatura de *E-MORB* e uma com assinatura de *IAT* (Toleítos de Arco). Os resultados isotópicos obtidos estão sintetizados na tabela 5.

Os valores das razões de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os TTGs variam de 0,0923 até 0,1066, com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ variando de -5,6 até + 0,70 e idades T_{DM} entre 2,57 e 2,46 Ga, quando calculadas para um único estágio a partir das idades de cristalização obtidas. A única amostra representativa do grupo dos sanukitoides apresenta valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,1147, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ igual a -11,0 e idade T_{DM} de 3,05 Ga. Os granitoides híbridos apresentam valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variando de 0,0722 a 0,1408, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -2,48 e -9,93 e idades T_{DM} compreendidas entre 2,45 e 3,34 Ga. Os ortogranulitos básicos classificados como *E-MORB*, apresentam valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variando de 0,1102 até 0,1452, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ variando de -5,1 até -0,4 e idades T_{DM} entre 2,40 e 2,80 Ga. O ortogranulito básico classificado como “IAT (Toleíto de arco)” apresenta valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ igual a de 0,1172, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ igual a -5,44 e idade T_{DM} de 2,68 Ga. Os diagramas com esses resultados, calculados em estágio único, estão apresentados no subitem 5.3 do APÊNDICE E da presente tese.

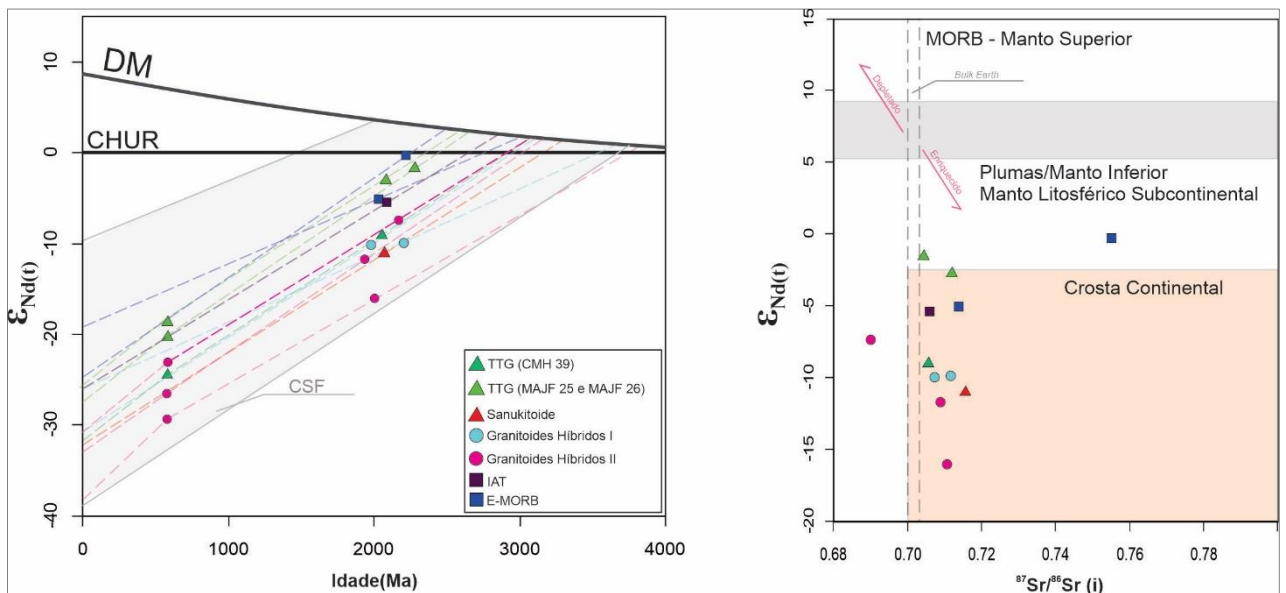
De forma alternativa, como alguns TTGs e granitoides híbridos apresentaram razões anômalas de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, e como, de acordo com a literatura, essas rochas foram submetidas a forte metamorfismo paleoproterozoico, esta razão foi recalculada para 580 Ma seguindo a sistemática de Sato *et al.* (2000), para as rochas da borda do Cráton do São Francisco. Desta forma, o $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ calculado para as idades de cristalização apresentaram uma leve alteração em relação àqueles calculados em único estágio, ficando com assinatura ainda mais evoluída (valores mais negativos) (Figura 26 a) e idades T_{DM} um pouco mais antigas. Tais resultados estão apresentados no APÊNDICE C da presente tese.

Tabela 5 – Dados isotópicos de Sm, Nd e Sr

Amostra	Grupo geoquímico	Cristalização (Ma)	$\epsilon_{Nd(t)}$	T_{DM}	$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$
MAJF 25	TTG	2281 ± 15	-0.71	2.46	0.70465
MAJF 32	E-MORB	2220 ± 18	-0.39	2.40	0.75509
MAJF 28	Granitoide Híbrido I	2211 ± 26	-9.92	3.34	0.70736
CMH 01	Granitoide Híbrido II	2166 ± 17	-2.48	2.45	0.68999
CMH 39	TTG	2053 ± 28	-5.61	2.57	0.70567
CTVC 08D	IAT	2101 ± 12	-5.44	2.68	0.70609
MAJF 26	TTG	2085 ± 24	0.69	2.21	0.71199
ADVC 241A	Sanukitoide	2070 ± 9	-10.98	3.05	0.71578
SJVC 72A	E-MORB	2037 ± 9	-5.09	2.80	0.71384
MRVC 23A	Granitoide Híbrido II	2019 ± 16	-6.24	2.49	0.71075
MAJF 14	Granitoide Híbrido I	1982 ± 18	-9.93	2.90	0.71184
MAJF 16	Granitoide Híbrido II	1934 ± 12	-7.53	2.57	0.70902

Fonte: O autor, 2023.

Figura 26 - Evolução isotópica de Nd e Sr para as rochas do CJF



Legenda: (a) Diagrama Idade (Ma) x $\epsilon_{Nd(t)}$ com duplo estágio calculado para os TTGs e Granitoide Híbrido do grupo II. (b) Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ x $\epsilon_{Nd(t)}$, onde t representa a idade de cristalização obtida na presente tese, indicada na tabela 5.

Fonte: O autor, 2023.

4.5 Isótopos de Lu e Hf

Trinta e uma análises de Lu-Hf foram realizadas em 5 amostras datadas para geocronologia U-Pb. Tais amostras contemplam quatro ortogranulitos félsicos, sendo dois classificados geoquimicamente como TTGs e dois classificados como Granitoides Híbridos, de cada um dos dois grupos, e um ortogranulito básico classificado geoquimicamente como *E-MORB*. Tais amostras não apresentaram grãos com idades concordantes, sendo assim, as análises foram realizadas em grãos subconcordantes, com discordância máxima de 7 %.

O ortogranulito enderbítico classificado como TTG (MAJF 25), com idade de intercepto superior em 2281 ± 15 Ma exibe $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ calculado para esta idade variando de + 0,69 até + 2,90. O valor da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ varia de $0,281405 \pm 0,00003$ até $0,281441 \pm 0,00004$ com idade T_{DM} compreendida entre 2,34 Ga e 2,40 Ga. O ortogranulito básico com assinatura *E-MORB* apresenta valores negativos de ϵ_{Hf} quando calculados para sua idade de cristalização, - 11,53 e - 8,13. Os valores da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variam de $0,281075 \pm 0,00008$ até $0,281162 \pm 0,00013$ com idades T_{DM} compreendidas entre 2,89 Ga e 3,07 Ga. As amostras MAJF 28 e CMH 01, ambas granitoides híbridos, sendo a primeira pertencente ao grupo I e a segunda ao II, possuem ϵ_{Hf} variando entre -7,62 e -6,55 e -5,96 e -3,79, respectivamente. A amostra MAJF 28 apresenta valores da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variando de $0,281172 \pm 0,00006$ até $0,281217 \pm 0,00003$ com idades T_{DM} entre 2,79 Ga e 2,87 Ga, enquanto a amostra CMH 01 exibe os valores para a mesma razão variando de $0,281280 \pm 0,00005$ até $0,281302 \pm 0,00005$ com idades T_{DM} compreendidas entre 2,65 Ga e 2,69 Ga.

Finalmente, a amostra CMH 39, um ortogranulito enderbítico pertencente ao grupo dos TTGs, apresenta apenas um grão subconcordante de idade paleoproterozoica, com $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ negativo (- 5,45) com um valor para a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de $0,281339 \pm 0,00006$. A idade T_{DM} obtida para esta análise foi de 2,62 Ga. Grãos de zircão herdados para esta amostra foram analisados e exibem idades modelo arqueanas, variando de 2,96 Ga até 3,09 Ga com valores para a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variando de $0,280916 \pm 0,00009$ até $0,281087 \pm 0,00006$. Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, onde t corresponde à idade arqueana obtida pelo intercepto superior (2380 ± 19 Ma), variam entre + 0,24 e - 5,26. A tabela 6 apresentada no próximo item do presente capítulo exibe de forma sintetizada os dados aqui descritos. Os dados analíticos completos das análises isotópicas de Lu-Hf in situ podem consultados no APÊNDICE D da presente tese.

4.6 Síntese dos resultados obtidos

Neste capítulo serão apresentados os resultados concernentes às caracterizações petrográficas das rochas estudadas, os dados analíticos de geoquímica em rocha total com determinação dos grupos, dados analíticos de geocronologia U-Pb relativos a 12 amostras estudadas sendo 9 ortogranulitos félsicos classificados como metagranitoides e 3 ortogranulitos básicos, além de dados isotópicos de Sm-Nd e Sr-Sr em rocha total para estas 12 amostras, e dados isotópicos de Lu-Hf em zircão para 5 amostras. A tabela 6 a seguir apresenta uma síntese desses resultados, com a caracterização do grupo geoquímico de cada amostra, bem como as idades interpretadas como cristalização, herança (quando obtida), $\epsilon_{Nd(t)}$ e $Nd T_{DM}$ e $\epsilon_{Hf(t)}$ e $Hf T_{DM}$. A figura 27 apresenta o mapa geológico da área que foi exibido no subitem 4.1 com os resultados apresentados ao longo do presente capítulo.

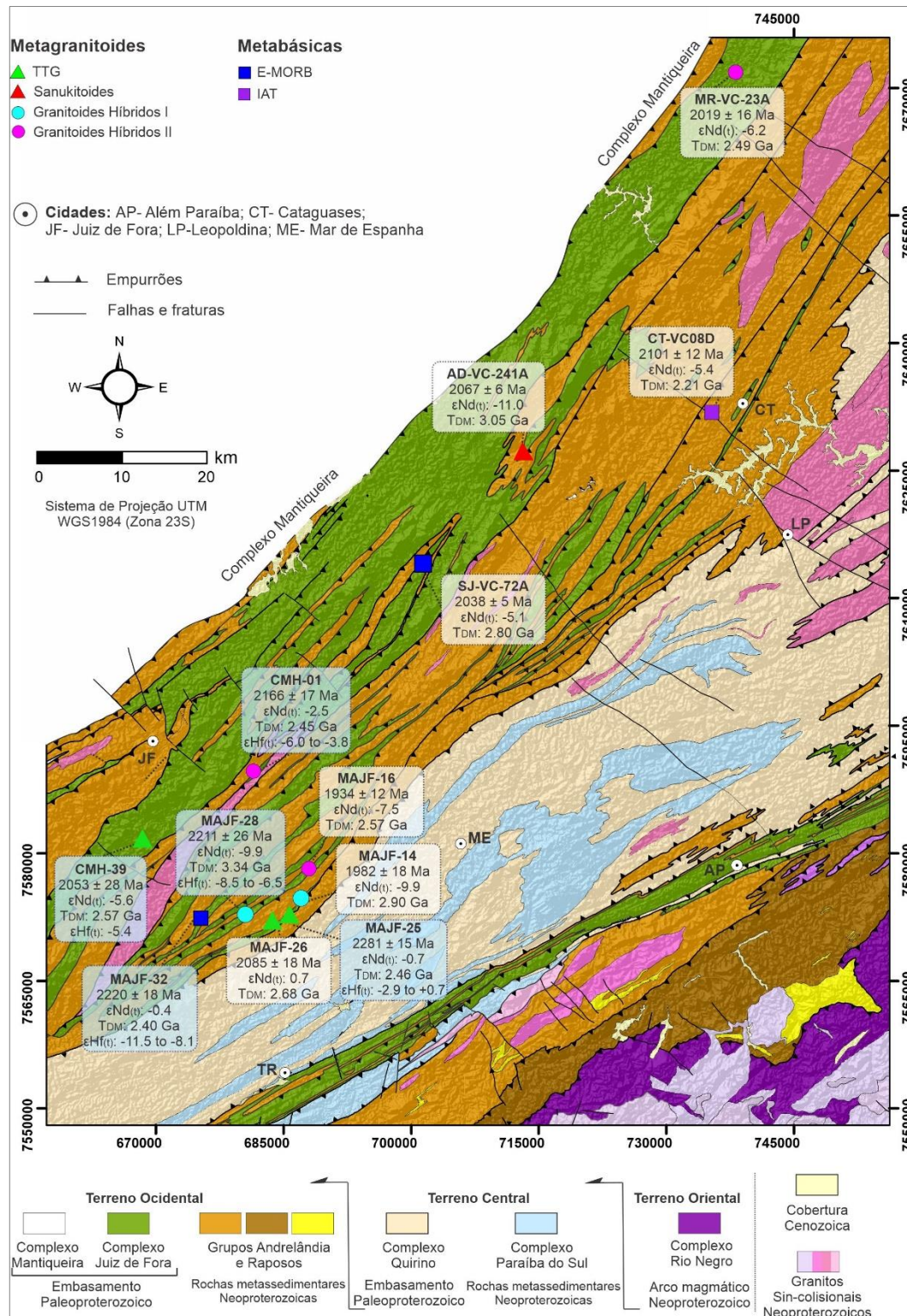
Tabela 6 – Síntese dos resultados obtidos

Amostra	Química	Cristalização (Ma)	Herança (Ma)	$\epsilon_{Nd(t)}$	$Nd T_{DM}$ (Ga)	$\epsilon_{Hf(t)}$	$Hf T_{DM}$ (Ga)
MAJF 25	TTG	2281 ± 15	-	-0,71	2,46	+ 0,48 - +2,90	2,34 – 2,40
MAJF 32	E-MORB	2220 ± 18	-	-0,39	2,40	- 11,53 - - 8,13	3,07 – 2,89
MAJF 28	GH I	2211 ± 26	-	-9,92	3,34	-6,55 - -8,54	2,87 – 2,79
CMH 01	GH II	2166 ± 17	-	-2,48	2,45	-5,80 - -3,79	2,61 – 2,70
CMH 39	TTG	2053 ± 28	2864 ± 9	-5,61	2,57	-5,45	2,62
MAJF 26	TTG	2085 ± 24	2380 ± 19	0,69	2,68	-	-
CTVC 8D	IAT	2101 ± 12	-	-5,44	2,21	-	-
ADVC 241A	Sanukitoide	2067 ± 6	-	-11	3,05	-	-
SJVC 72A	E-MORB	2038 ± 5	-	-5,09	2,80	-	-
MRVC 23A	GH II	2019 ± 16	-	-6,24	2,49	-	-
MAJF 14	GH I	1982 ± 18	2730 ± 19	-9,93	2,90	-	-
MAJF 16	GH II	1934 ± 12	-	-7,53	2,57	-	-

Legenda: GH I – Granitoide Híbrido I; GH II – Granitoides Híbrido II.

Fonte: O autor, 2023.

Figura 27 – Mapa geológico da área de estudo com os resultados obtidos



Legenda: Mapa geológico da área de estudo apresentando uma síntese dos resultados obtidos. Amostras foram plotadas com suas respectivas caracterizações geoquímicas. Retângulo vinculado a cada amostra apresenta idade de cristalização, $\epsilon Nd(t)$, Nd TDM e $\epsilon Hf(t)$.

Fonte: O autor, 2023.

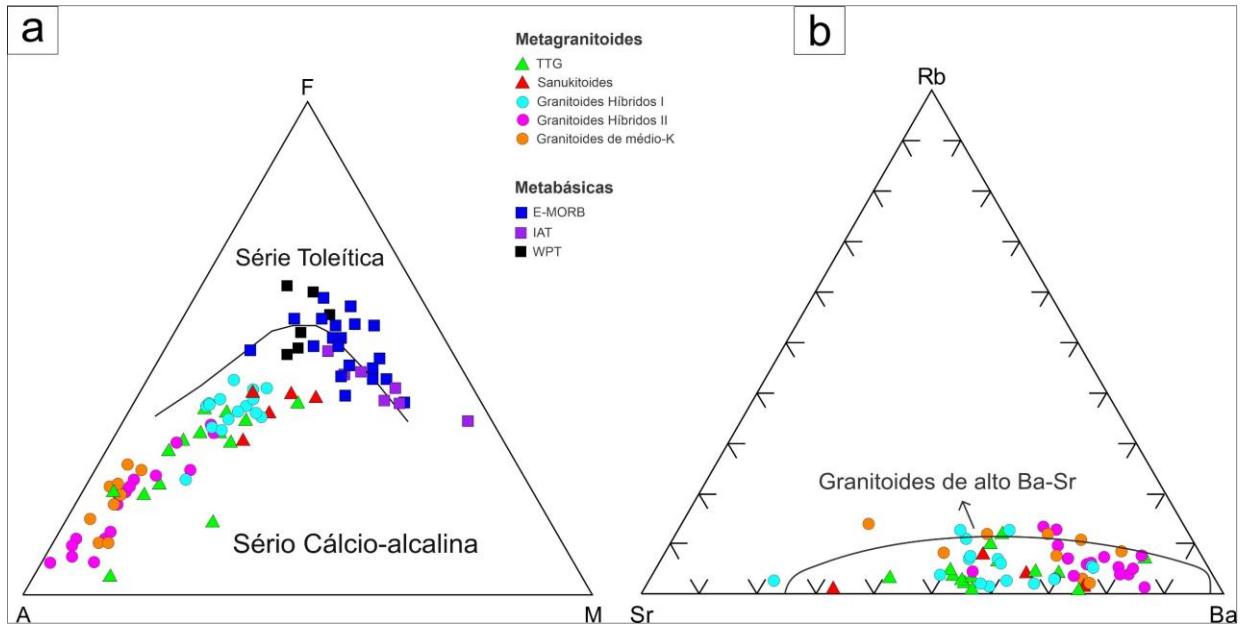
5 DISCUSSÕES

A integração dos novos dados de natureza isotópica, litogeoquímica e geocronológica com aqueles previamente publicados na literatura (MACHADO *et al.*, 1996; NOCE *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 1998; DUARTE *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2010; DEGLER *et al.*, 2018; KURIBARA *et al.*, 2019; ARAUJO *et al.*, 2021; MAURI *et al.*, 2023) foi realizada, bem como uma revisão da classificação geoquímica das rochas estudadas, com a finalidade de propor um modelo evolutivo para as rochas do CJF e acabou gerando novos desafios no entendimento desta importante unidade tectônica. O presente capítulo abordará: a integração dos dados litogeoquímicos obtidos nesta tese àqueles publicados por Duarte *et al.* (1997), Heilbron *et al.* (1998) e André *et al.* (2011); uma discussão sobre o significado petrogenético das rochas do CJF; a distribuição dos litotipos estudados no tempo com considerações acerca da evolução geodinâmica deste Complexo; e uma breve discussão correlacionando o CJF com outros terrenos que integram a borda sul do Paleocontinente São Francisco.

5.1 – Classificação geoquímica dos metagranitoides

Estudos em terrenos meso e neoarqueanos sugerem que uma possível mudança de regime tectônico do Arqueano para o Paleoproterozoico deixa no registro geológico associações de granitoides com características geoquímicas específicas, relacionadas a processos petrogenéticos importantes (STERN, 1989; STERN;HANSON, 1991; LOBACH-ZHUCHENKO *et al.*, 2008; LAURENT *et al.*, 2014). Moreira *et al.* (2018) apresentou algumas dessas características para granitoides e metagranitoides do Cinturão Mineiro, e Bruno *et al.* (2020, 2021) para ortognaisses do Bloco piedade e do Complexo Mantiqueira. Com base nessa abordagem, Araujo *et al.* (2021) apresentaram nova classificação geoquímica para as rochas do Complexo Juiz de Fora em sua porção SW, limitada pelas cidades Nossa Senhora do Amparo e Pentagna. A presente tese se valeu da mesma abordagem para classificar geoquimicamente os metagranitoides em fácies granulitos que afloram no segmento central do CJF. Tais características serão abordadas a seguir.

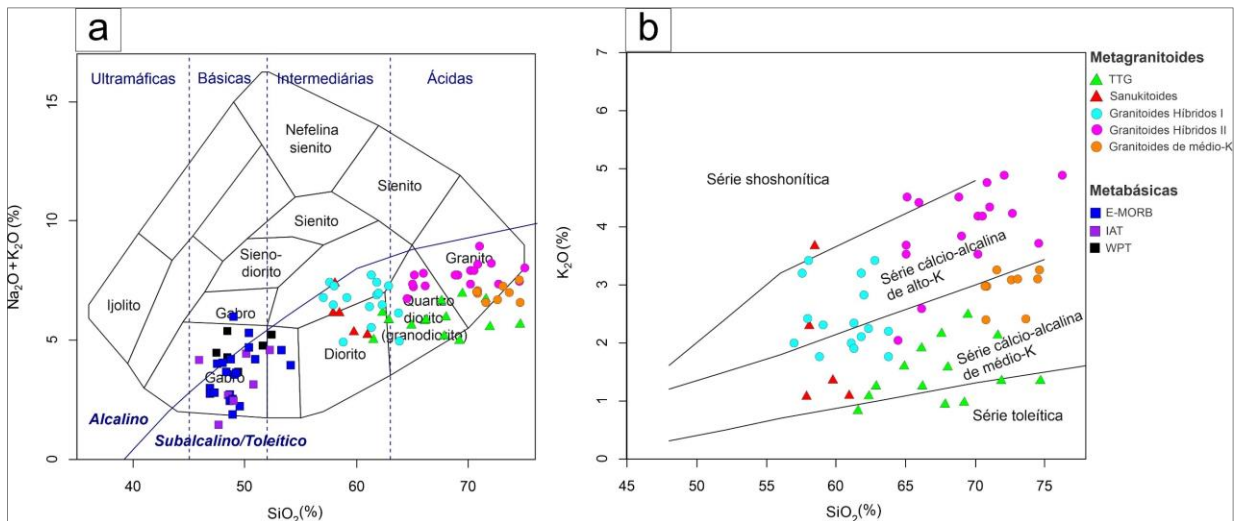
Figura 28 - Diagramas ternários de classificação geoquímica



Legenda: Integração dos dados obtidos na presente tese com os dados de Duarte *et al.* (1997), Heilbron *et al.* (1998) e André *et al.* (2011) (a) Diagrama ternário de Irvine and Baragar (1972) exibindo os metagranitoides pertencentes a série cálcio-alcalina e as rochas metabásicas pertencentes a série toleítica. (b) Diagrama ternário de Rb-Ba-Sr por Tarney and Jones (1994) mostrando que o conjunto de metagranitoides estudados são caracterizados como granitoides de alto Ba-Sr.

Fonte: O autor, 2023.

Figura 29 - Diagramas de classificação geoquímica para as rochas do CJF



Legenda: Integração dos dados obtidos na presente tese com os dados de Duarte *et al.* (1997), Heilbron *et al.* (1998) e André *et al.* (2011). (a) Diagrama classificatório de TAS (SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) por Cox (1979) mostrando que os ortogranulitos básicos definidos como *IAT* (Toleítos de Arco); *E-MORB* e *WPT* (Toleítos intraplaca) plotam no campo toleítico e possuem composição gabroica. Os metagranitoides variam de composição diorítica até granítica. (b) Diagrama de SiO_2 vs. K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) mostrando que os metagranitoides de composição tonalítica (TTGs) pertencem a series cálcio-alcalin de baixo K; os sanukitoides variam de médio até alto-K; Granitoides híbridos I são variam de médio a alto-K enquanto os híbridos-II são majoritariamente de alto-K.

Fonte: O autor, 2023.

Tabela 7 – Principais características geoquímicas dos metagranitoides do CJF

Litologia	TTGs	Sanukitoides	Granitoides Híbridos I	Granitoides Híbridos II	Granitoides de Médio K
	E	E; CE	E; CE	CE; C	CE; C
N	14	5	16	17	9
SiO ₂	61.6 - 74.7 67.4	57.9 - 61.0 59	57.60 - 63.79 60.1	66.44 - 76.20 69.26	70.7 - 74.6 72.45
Al ₂ O ₃	12.6 - 16.2 14.9	15.2 - 17.7 16.4	15.20 - 19.11 16.13	12.00 - 16.39 14.67	11.80 - 15.17 14.13
CaO	2.5 - 4.7 3.9	3.8 - 6.6 5.2	3.01 - 6.34 4.26	1.47 - 3.24 2.37	1.92 - 3.15 2.67
Na ₂ O	3.8 - 5.0 4.3	2.4 - 5.2 4.1	3.05 - 5.23 4	3.07 - 4.65 3.68	3.22 - 4.49 3.91
K ₂ O	0.76 - 2.43 1.4	1.02 - 3.62 1.8	1.66 - 3.31 2.34	2 - 4.85 3.95	2.31 - 3.18 2.87
K ₂ O/Na ₂ O	0.21 - 0.55 0.33	0.20 - 1.51 0.55	0.41 - 0.89 0.59	0.43 - 1.47 1.11	0.52 - 0.99 0.75
FeMgMnTi	1.44 - 7.48 5.2	8.93 - 13.79 11.27	7.76 - 12.40 8.87	1.16 - 8.10 3.65	2.02 - 5.39 3.41
#mg	0.28 - 0.75 0.5	0.46 - 0.59 0.54	0.38 - 0.55 0.46	0.28 - 0.70 0.45	0.25 - 0.59 0.35
ACNK	0.89 - 1.01 0.96	0.74 - 0.98 0.91	0.91 - 1.05 0.96	0.90 - 1.08 1.00	0.83 - 1.03 0.98
Ba	220 - 1938 712	431 - 1470 810	45 - 1352 720	840 - 3980 1538	186 - 1836 800
Sr	170 - 637 395	312 - 879 576	160 - 600 400	140 - 667 406	150 - 520 393
Zr	170 - 279 184	83 - 190 150	68 - 349 272	87 - 443 215	150 - 330 210
Ni	20 - 92 53	20 - 140 76	20 - 55 37	2 - 57 20	4 - 20 17
Cr	20 - 130 70	79 - 310 172	17 - 100 50	5 - 50 28	20 - 50 25
Th	0.2 - 5.7 1.7	0 - 1.3 0.7	0 - 14 5.1	0.1 - 33.6 14.48	1 - 69 24
Sr/Y	15 - 91 58	16 - 36 28	6 - 35 14	7 - 112 46	15 - 137 68
Eu/Eu*	0.45 - 2.76 1.6	0.81 - 1.4 1.06	0.38 - 0.81 0.7	0.62 - 2.13 0.77	0.47 - 2.10 1.17
La _N /Yb _N	11.5 - 59.2 32.9	6.57 - 10.79 9.4	4.63 - 57.24 17.35	13.48 - 227 69.34	21.14 - 586 110
Σ ETR	88 - 178 89	74 - 217 147	79 - 317 199	55 - 433 182	26 - 610 146

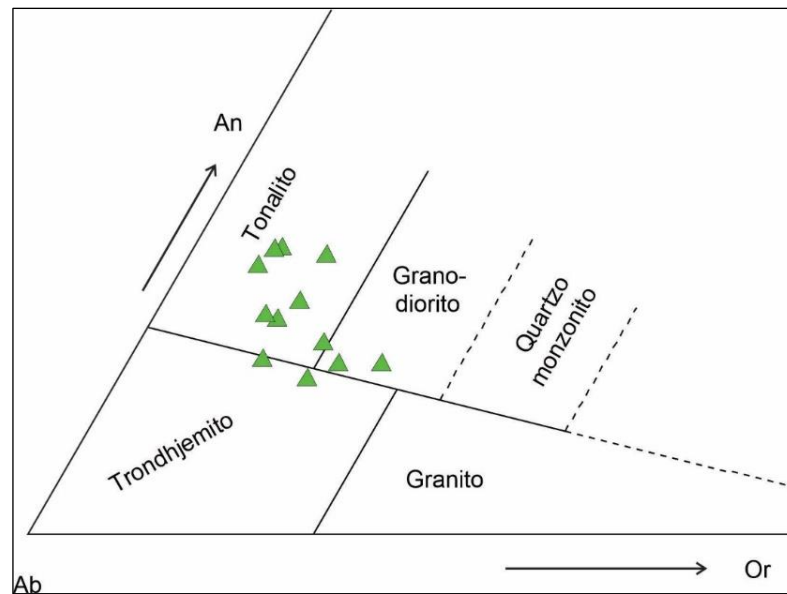
Legenda: N: número de amostras. Os intervalos na linha cinza representam os valores mínimos e máximos, respectivamente, e abaixo, na linha branca, a média. Os valores dos óxidos estão em peso (%) enquanto dos elementos traço estão em ppm. “FeMgMnTi” significa FeO_T+MgO+MnO+TiO₂. Anomalia de európio (Eu/Eu*) é dada pela fórmula $Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$. E – ortogranulito enderbítico; CE – ortogranulito charno-enderbítico; C – ortogranulito charnockítico. Dados analíticos completos disponíveis no Apêndice A.

Fonte: O autor, 2023.

5.1.1 – TTGs

As amostras classificadas como TTGs satisfazem os critérios de Laurent *et al.* (2014). Possuem alto teor de SiO₂ (> 62 %) e Na₂O (> 3,8 %), a soma dos óxidos ferromagnesianos é inferior a 8,6 %, com exceção de uma amostra. O teor de K₂O é baixo (< 2,4 %) levando a baixos valores para a razão K₂O/Na₂O < 0.55). Os TTGs podem ser subdivididos com base nos seus elementos traço (MOYEN, 2019; MOYEN; MARTIN, 2012; MOYEN *et al.*, 2011). Aqueles com baixo Y, e alto Sr são denominados TTGs de baixo-ETRP (Elementos terras raras pesados), consequentemente levam a maiores razões Sr/Y e La_N/Yb_N (MOYEN; MARTIN, 2012). Os de alto-ETRP apresentam alto teor de Y e baixo teor de Sr, sendo análogos aos TTGs de baixa pressão. Embora essa subdivisão não tenha sido realizada nesta tese, as rochas definidas quimicamente como TTGs se aproximam daqueles de média pressão (baixo-ETRP) visto que possuem significativa anomalias negativas de Nb (< 8 ppm), com exceção de uma amostra com 10 ppm, teores moderados de Zr (21 ppm – 142 ppm); anomalia positiva de Sr (> 42 ppm), padrão altamente fracionado com a razão La_N/Yb_N, superior a 30 e , teor de Y abaixo de 11 ppm (exceto para duas amostras), levando a valores da razão Sr/Y variando entre 15 ppm e 115 ppm. Aplicando os campos de Barker (1979) no diagrama ternário de O'Connor (1965) (Figura 30), temos que os granitoides classificados como TTGs são em sua maioria tonalitos, com apenas 3 amostras caindo no campo dos trondhjemitos. Granulitos paleoproterozoicos classificados como TTGs também ocorrem na porção Bahia do Orógeno, no bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (PINHO, 2005; PINHO *et al.*, 2011).

Figura 30 - Diagrama triangular para classificação de TTGs



Legenda: Triângulos verdes – Ortogranulitos félsicos classificados como TTGs.

Fonte: O'CONNOR (1965), modificado pelo autor em 2023.

5.1.2 – Sanukitoides

As rochas pertencentes a este grupo possuem teor de SiO_2 variando entre 58 e 61 %, são levemente mais potássicas que o grupo previamente definido, com teor de K_2O variando entre 1,3 e 3,6 % levando a valores mais elevados para a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ em relação aos TTGs. Teores de CaO são superiores a 3,8 % e embora as rochas tenham sido classificadas como dioritos no TAS (Capítulo 4.2, subitem 4.2.1), vale citar que petrograficamente foram classificadas como tonalitos e granodioritos (granulitos enderbíticos e charno-enderbíticos, respectivamente). A definição *strictu sensu* de Stern *et al.* (1989) para os sanukitoides exige que o número de magnésio (#Mg) das rochas classificadas como tal seja superior a 0,60, todavia, Heilimo *et al.* (2010) e Martin *et al.* (2005) generalizaram o grupo dos sanukitoides, ampliando a definição previamente proposta. Laurent *et al.* (2014) generaliza ainda mais, englobando inclusive rochas com teor de sílica a partir de 45 %. Nesta tese, esse conjunto de rochas se distingue daquelas classificadas como TTGs por conta do seu alto valor para a soma dos óxidos ferromagnesianos, superior a 9 %, concentrações maiores de elementos incompatíveis como Sr (312 ppm – 879 ppm) e também Ba (431 ppm – 1470 ppm), levando a valores altos da razão Ba/Sr. A maior diferença é dada pela alta concentração de elementos

compatíveis, como o V (85 ppm – 181 ppm), Ni (20 ppm – 140 ppm) e Cr (79 ppm – 310 ppm). Os sanukitoides admitem um amplo espectro de valores da razão La_N/Yb_N e, na presente tese, essas variam de 6,6 a 10,8 (Figura 31 a). No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo, de McDonough e Sun (1995), pode-se observar o enriquecimento de elementos terras raras em relação ao Sr, característica dos sanukitoides (Figura 31 b).

5.1.3 – Granitoides Híbridos I e II

Os granitoides híbridos classificados nesta tese foram subdivididos em dois grupos por conta das suas características petrológicas e geoquímicas. É importante citar que os “Granitoides Híbridos” definidos por Laurent *et al.* (2014) englobam um grupo bastante heterogêneo que não pode ser definido por critérios químicos tão específicos, diferentemente dos sanukitoides, pois tais granitoides são gerados a partir da interação entre diferentes pulsos magmáticos.

Nesta tese, a diferenciação entre os dois grupos de granitoides híbridos foi realizada por uma série de características. O teor de SiO_2 das rochas pertencentes ao primeiro grupo são inferiores a 65 % e na caracterização petrográfica, estas foram classificadas como ortogranulitos enderbíticos e charno-enderbíticos (tonalíticos e granodioríticos), enquanto as rochas pertencentes ao segundo grupo possuem teor de SiO_2 superior a 66 % e foram classificadas como ortogranulitos charno-enderbíticos a charnockíticos (granodioríticos a graníticos).

Os granitoides híbridos pertencentes ao grupo I tem número de magnésio moderado, variando de 0,40 a 0,50, e foram classificados como magnesianos. Este grupo é predominantemente metaluminoso, com valor da razão A/CNK variando entre 0,86 e 0,95. Este grupo exibe certa semelhança com a assinatura química das rochas classificadas como sanukitoides pelo enriquecimento de ETRL e HFSE (Figura 31 c) com valores da razão Sr/Y inferiores a 25. A anomalia de európio negativa e o padrão dos elementos traço no diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo exibe anomalias negativas de Sr, Nb, Ta e Ti (Figura 31 d).

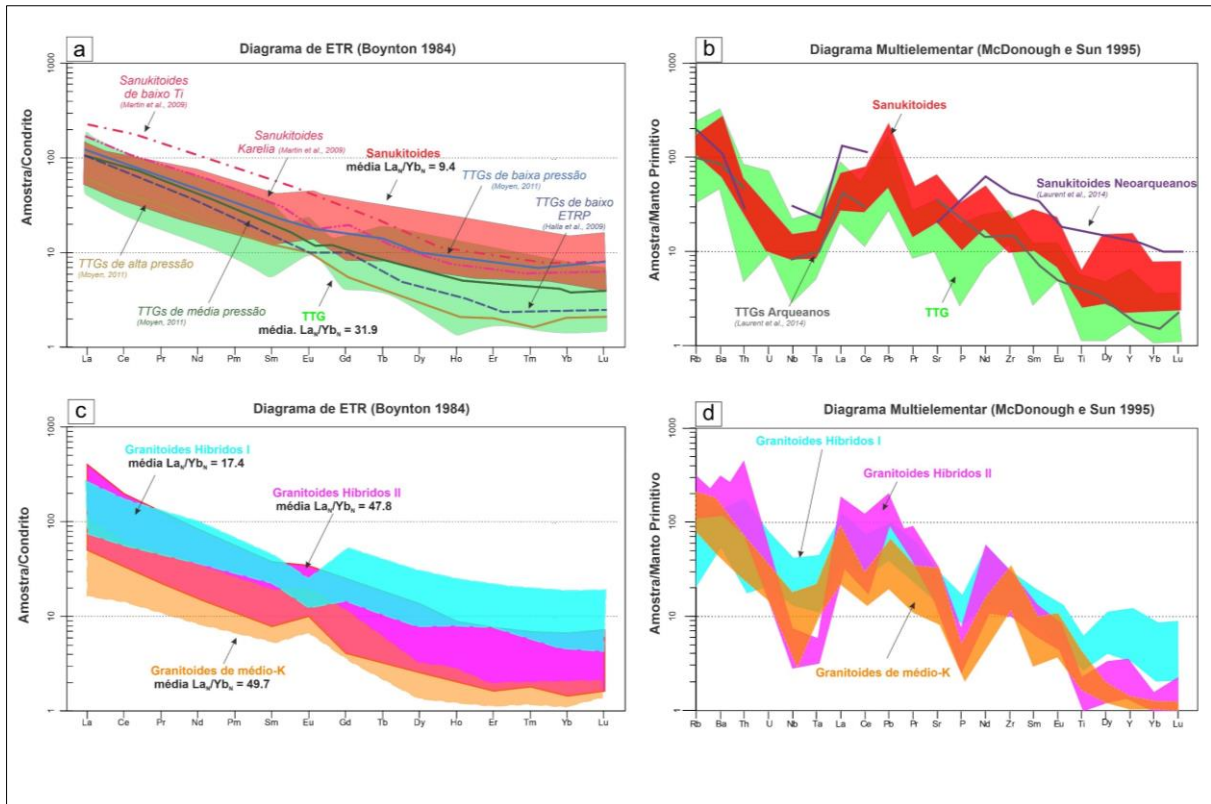
Os granitoides híbridos classificados como grupo II possuem maior teor de K_2O em relação ao primeiro grupo. São rochas majoritariamente peraluminosas, com A/CNK acima de 0,96 e possuir baixo teor de minerais ferromagnesianos quando comparado ao grupo I. O teor

de Sr também é elevado, superando 600 ppm em algumas amostras. O diagrama de ETR normalizado para o condrito de Boyton (Figura 31 c) exhibe um padrão altamente fracionado quando comparado a padrão de fracionamento do grupo I, com valores para a razão La_N/Yb_N superiores a 25. A anomalia positiva de európio é predominante, podendo atingir valores de até 2,13 (Figura 31 c), e no diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo, esse grupo exhibe anomalias positivas de Ba e Sr e negativas de Nb, P e Ti (Figura 31 d).

5.1.4 – Granitoides de médio-K

Os granitoides de médio-K constituem um grupo químico distinto dos previamente definidos. Diferente dos granitoides híbridos, estes constituem rochas com valores moderados de K_2O para elevados teores de SiO_2 ($> 70\%$). Sendo assim, são classificados como cálcicos a levemente calci-alcálicos pelo diagrama de Frost *et al.*, 2001 ($Na_2O + K_2O - CaO$ (em peso %) versus SiO_2 (em peso %)) e são majoritariamente peraluminosos, com apenas duas amostras caindo no campo dos metaluminosos, tendo a soma dos óxidos ferromagnesianos inferior a 5,4 %. As amostras desse grupo apresentam os mais altos valores para a razão La_N/Yb_N dentre os metagranitoides estudados, e a anomalia de európio atinge valores positivos (até 2,2) (Figura 31 c). No diagrama multielementar normalizado para manto primitivo de McDonough e Sun (1995), as anomalias positivas de Ba e Sr junto a anomalias negativas de Nb, P e Ti exibem um padrão típico dos granitoides de arco magmático (Figura 31 d). Embora não tenha sido obtida idade de cristalização U-Pb para amostras pertencentes a este grupo, suas características geoquímicas são muito diferentes dos grupos definidos previamente, por isso esses granitoides foram tratados como um grupo a parte.

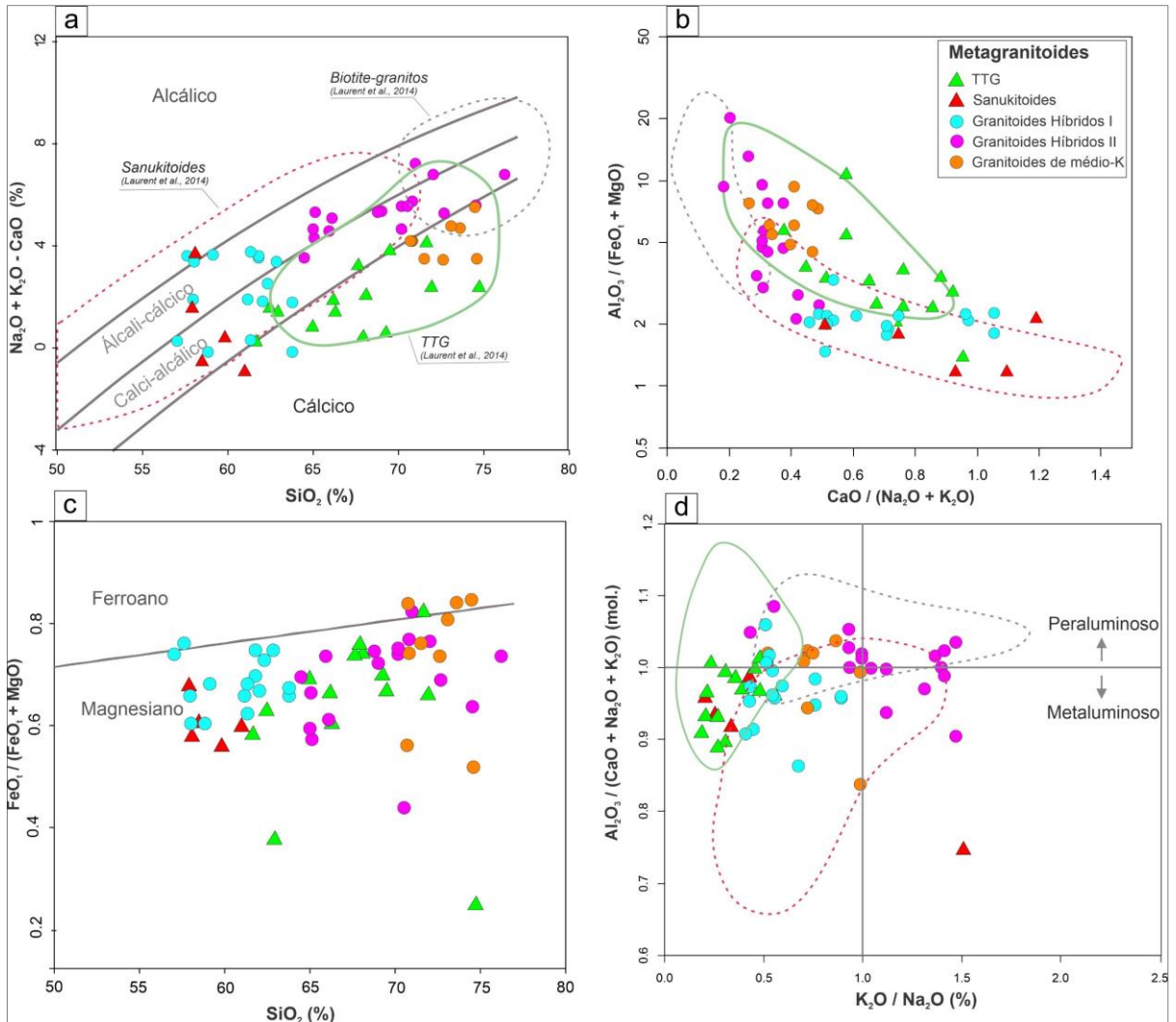
Figura 31 - Padrão de ETR e elementos traço dos metagranitoides estudados



Legenda: Coluna da esquerda exibe os diagramas de elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton para (a) TTGs e Sanukitoides e (c) Granitoides Híbridos I, II e Granitoides de médio K. Coluna da direita exibe os diagramas multielementares normalizados para manto primitivo (McDonough e Sun, 1995) para (b) TTGs e Sanukitoides e (d) Granitoides Híbridos I, II e Granitoides de médio K. Média da razão La_N/Yb_N para os 5 grupos geoquímicos definidos são exibidas abaixo do nome de cada grupo. Dados da literatura para construção das curvas da média dos TTGs de baixa, média e alta pressão são de Moyen, 2011; médias dos TTGs de alto e baixo ETRP são de Halla *et al.*, 2009; Dados dos sanukitoides são de Heilimo *et al.*, 2010; média dos sanukitoides no diagrama multielementar são de Laurent *et al.*, 2014.

Fonte: O autor, 2023.

Figura 32 - Classificação litogeoquímica dos metagranitoides do CJF



Legenda: (a) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} \times \text{SiO}_2$, com valores dos óxidos em peso (%) (Frost *et al.*, 2001); (b) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO}_t + \text{MgO}) \times \text{CaO} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; (c) $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO}) \times \text{SiO}_2$ (Frost *et al.*, 2001) e (d) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (mol.) $\times \text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ (peso %). Os campos de (meta)granitoides arqueanos (TTGs, sanukitoides e biotita granitos) definidos por Laurent *et al.*, (2014a) estão presentes em (a), (b) e (d).

Fonte: O autor, 2023.

5.2 Classificação geoquímica dos ortogranulitos básicos

Na presente tese foram definidos três grupos geoquímicos para os ortogranulitos básicos do CJF. Ao coligir os dados previamente publicados por Duarte *et al.*, 1997; André *et al.*, 2011; Heilbron *et al.*, 2013 com a classificação adotada na presente pesquisa, foram mantidos os três grupos geoquímicos, cuja discussão é apresentada a seguir.

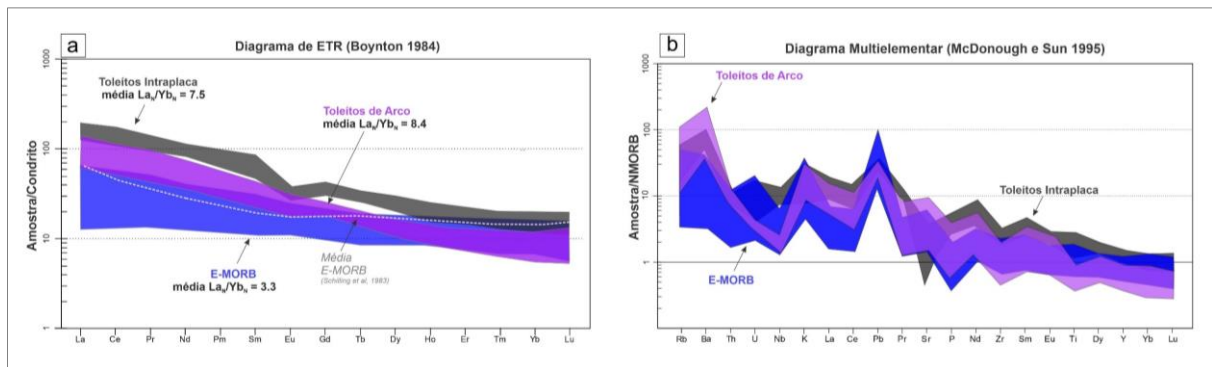
O primeiro grupo (*E-MORB*) é caracterizado pelo teor de SiO₂ variando de 47,2 até 54,20 % e apresenta enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP ($0,91 \leq La_N/Yb_N \leq 7,18$), como podemos observar no diagrama de ETR normalizado para o condrito de Boynton (Figura 33 a). No diagrama multielementar normalizado para N-MORB, de Sun e McDonough (1989), todas as amostras apresentam enriquecimento em elementos incompatíveis como Ba, K, Pb, Sr e Nd. As rochas desse grupo plotam no campo E-MORB nos diagramas tectônicos de Pearce (1982, 2008) (Figura 34 a, b e c).

O segundo grupo geoquímico (IAT) definido para os ortogranulitos básicos apresentam baixo teor de TiO₂, inferior a 1 %, teores moderados a altos para o número de magnésio, que varia de 0,51 e 0,75, alto teor de CaO (superior a 8,2 %) e altos valores para a razão Al₂O₃/TiO₂ (> 9,3). O diagrama de ETR com os valores das amostras normalizados para o condrito de Boynton, exibe enriquecimento de ETRL em relação aos pesados, com média do valor da razão La_N/Yb_N igual a 8,4 (Figura 33 a). Enriquecimento em elementos incompatíveis como Ba, La, Pb e Nd é notável no diagrama multielementar normalizado para N-MORB, de Sun e McDonough (1989), onde as amostras exibem um padrão *hump-shaped*, típico de basaltos de arco magmático (Figura 34 a). As amostras deste grupo plotam no campo de “Lavas de Arcos de Ilhas” no diagrama Zr x Ti de Pearce (1982), e no domínio de arco magmático no diagrama de Th/Yb x Nb/Yb (Figura 34 b).

O terceiro e último grupo geoquímico (WPT) definido na presente tese para as rochas básicas é caracterizado por amostras com alto teor de TiO₂ (1,56 – 4,50 %) quando comparadas com os grupos previamente definidos. Teores moderados a altos de CaO (7,2 – 9,6 %) e baixo número de magnésio (mg# < 0,45) são características marcantes deste grupo. As rochas classificadas como WPT apresentam alto fracionamento de ETRL em relação aos ETRPs (Figura 33 a), com valores para a razão La_N/Yb_N chegando até 15,7. A soma de ETRL supera

os 100 ppm e há anomalia negativa de európio bem marcada ($Eu/Eu^* < 0,95$). Baixos teores de Nb (< 40 ppm) e altos teores de La (23 – 56 ppm) levam a valores baixos para a razão Nb/La ($< 0,93$). Baixo teor de Sr (< 363 ppm) definem uma anomalia negativa para este elemento que pode ser observado no diagrama multielementar normalizado para N-MORB (Figura 33 b). O diagrama de Sun e McDonough (1989) de análise multielementar exibe um forte fracionamento dos elementos do tipo LILE em relação aos HFSE. As rochas deste grupo plotam no campo de basaltos intraplaca no diagrama discriminante de Pearce (1982), e no domínio MORB-OIB *array* no diagrama de Nb/Yb x Th/Yb, exibindo um trend de enriquecimento de TiO_2/Yb em relação ao teor de Nb/Yb (Figura 34 b e c).

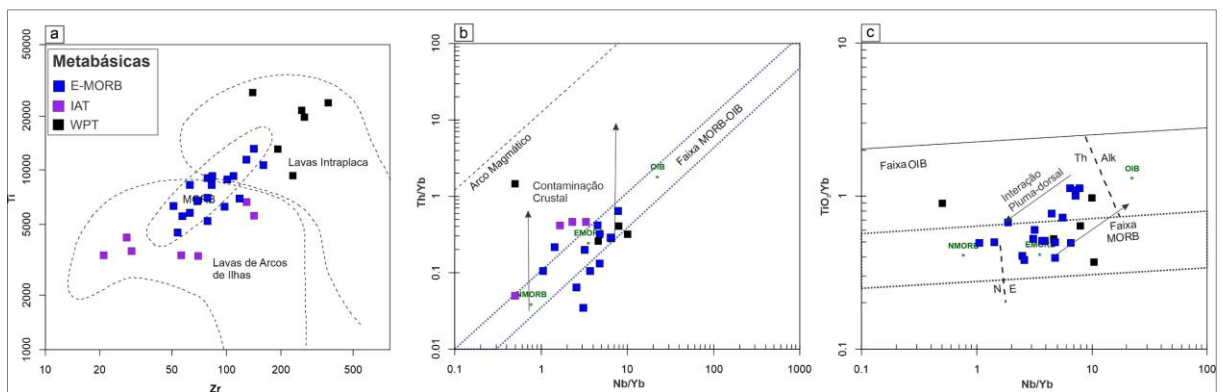
Figura 33 - Padrão de ETR e elementos traço para as ortogranulitos básicos do CJF



Legenda: (a) Diagrama de elementos terras raras com valores das amostras normalizadas para o condrito de Boynton (1984). (b) Diagrama multielementar com valores normalizados para N-MORB (Sun e McDonough, 1989).

Fonte: O autor, 2023.

Figura 34: Diagramas de ambiente tectônico para os ortogranulitos básicos do CJF



Legenda: (a) Diagrama Ti x Zr com discriminação de ambientes tectônicos por Pearce (1982); (b) Diagrama Th/Yb x Nb/Yb de Pearce (2008) e (c) Diagrama TiO_2/Yb x Nb/Yb de Pearce (2008).

Fonte: O autor, 2023.

5.3 Significado petrogenético e evolução geodinâmica do Complexo Juiz de Fora

Diversos autores argumentam que a evolução Sideriana-Riaciana na margem do Paleocôntinente São Francisco se relaciona com a transição Neoarqueano-Paleoproterozoico reportada em eventos magmáticos globais, onde há uma transição diacrônica entre geração de TTGs e sanukitoides em regiões cratônicas (MOREIRA *et al.*, 2018; 2020; BRUNO *et al.*, 2020, 2021; ARAUJO *et al.*, 2021). Heilimo *et al.* (2010), Martin *et al.* (2010) e Laurent *et al.* (2014) afirmam que a geração de sanukitoides se dá num contexto de transição entre pulsos magmáticos mais juvenis (TTGs por exemplo) e contextos tectônicos análogos a regiões acrescionárias modernas, onde há a geração de granitoides cálcio-alcálicos modernos da série expandida BADR (Basaltos-Andesitos-Dacitos-Riolitos). Uma hipótese para a geração desse magmatismo é a abertura de uma cunha mantélica, na zona de supra subducção, que se torna um ambiente enriquecido em elementos crustais por conta da subducção de litosfera oceânica (placa inferior). Sendo assim, a interação do manto astenosférico peridotítico com a parte superior da litosfera oceânica subduzida, enriquecida em LILE e fluidos ricos em elementos terras raras leves poderá ser responsável pela geração desses magmas.

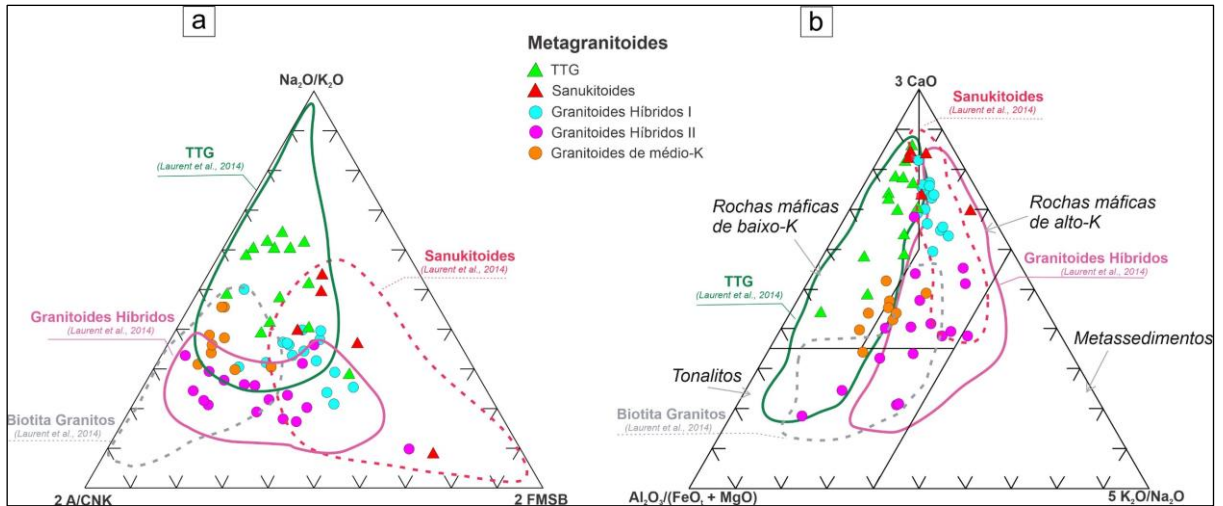
Ao combinarmos as idades U-Pb em zircão com os dados isotópicos de Nd e Hf sugerimos que o CJF na área estudada foi gerado por diversos pulsos tectônicos com magmatismo intermediário a ácido caracterizado por TTGs, sanukitoides e granitoides híbridos (Figura 35 a), coexistindo com magmatismo básico, em diferentes estágios, durante o Riaciano e o Orosiriano: No período entre 2280 e 2166 Ma, entre 2085-2050 Ma e no período entre 2037 e 1934 Ma. Na primeira fase, magmatismo marcado pela geração de TTGs ocorre de forma contemporânea ao magmatismo básico de assinatura E-MORB. Os dados geoquímicos dos granulitos enderbíticos (tonalíticos) com assinatura TTG sugerem que a fonte do magmatismo em 2281 Ma é um conjunto de rochas máficas de baixo-K (Figura 35 b), e sua assinatura de $\epsilon_{Nd(2281\text{ Ma})}$ levemente negativa (-0,71) e supracondrítica de $\epsilon_{Hf(t)}$ (+ 0,69 - + 2,90) sugerem uma fonte juvenil para sua geração. A razão Sr/Y dessa suíte é acima de 9, e aliado à sua anomalia positiva de Eu, baixo teor de Yb e razão La_N/Yb_N superior a 30 é possível inferir um ambiente tectônico de média pressão para a geração dessas rochas, fora do campo de estabilidade do plagioclásio. A ocorrência de rochas básicas com assinaturas E-MORB contemporâneas a esses TTGs sugerem um ambiente tectônico pré-colisional com possível influência de um *back-arc*,

indo de encontro ao modelo proposto por Heilbron *et al.* (2010) e revisitado por Araujo *et al.* (2021).

Mauri *et al.* (2023) apresentou idades U-Pb em zircão de 2176 Ma e 2175 Ma para granulitos de composição granodiorítica com assinatura de sanukitoides, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos (-4.0) a levemente positivos (+0.5). Tal magmatismo é contemporâneo aos granitoides híbridos do grupo II abordados nesta tese que possuem idade de cristalização em 2166 Ma e assinatura isotópica evoluída, com $\epsilon_{Nd(2166 \text{ Ma})}$ negativo (-2.48) e valores subcondríticos de $\epsilon_{Hf(2166)}$ (-5 e -6). A amostra relativa ao granitoide híbrido pertencente ao grupo I com idade de cristalização mais antiga (2211 Ma) apresenta assinatura de $\epsilon_{Nd(2211 \text{ Ma})}$ evoluída\subcondrítica (-9.9), também observado para as razões de $\epsilon_{Hf(2211 \text{ Ma})}$, variando de -6.55 a -7.62. A assinatura isotópica evoluída desses sanukitoides (Figura 36 a e b) combinada com a dos granitoides híbridos é um forte indício de que esse magmatismo pode ter passado por um processo de assimilação crustal ou ter sido contaminado pela presença de sedimentos agindo como agentes metassomáticos na zona de supra-subducção. Embora a ausência de grãos de zircão herdados nessa fase favoreça a ideia de enriquecimento na cunha mantélica, os valores de T_{DM} tanto do Hf como do Nd, bem como uma idade publicada por Silva *et al.* (2002) para um ortogranulito enderbítico com idade de cristalização em 2,98 Ga, torna a hipótese de contaminação crustal por crosta arqueana um mecanismo possível para a assinatura isotópica fortemente negativa.

Um segundo ciclo de magmatismo análogo ao descrito acima ocorre com um novo *input* de magmatismo juvenil em 2085 Ma, representado por granulitos enderbíticos (tonalíticos) com assinatura TTGs, contemporâneo a um conjunto de rochas máficas de baixo-K (Ortogranulito básico de assinatura IAT com idade de cristalização em 2101 Ma). O granulito enderbítico com assinatura TTG registra valores de $\epsilon_{Nd(2085)}$ supracondríticos (+0,68), atestando o caráter juvenil citado. Segue então, a geração massiva de magmas mais evoluídos, com geração dos sanukitoides em 2067 Ma, nesta tese representado pelo ortogranulito enderbítico com um valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ fortemente negativo, com uma idade modelo T_{DM} em 3,05 Ga. Contemporâneo a esse sanukitoide há também a geração de um ortogranulito enderbítico do tipo TTG com idade de cristalização em 2053 Ma, com valores supracondríticos de $\epsilon_{Nd(2053 \text{ Ma})}$. Essa rocha (CMH 01) também apresenta grãos herdados com idade Mesoarqueana. Esse magmatismo é interpretado aqui como um input magmático juvenil dentro de um contexto de arco magmático mais evoluído, que pode ser explicado por um *slab retreat* ou *slab break off* do *slab* em subducção, com possível contribuição arqueana na fonte.

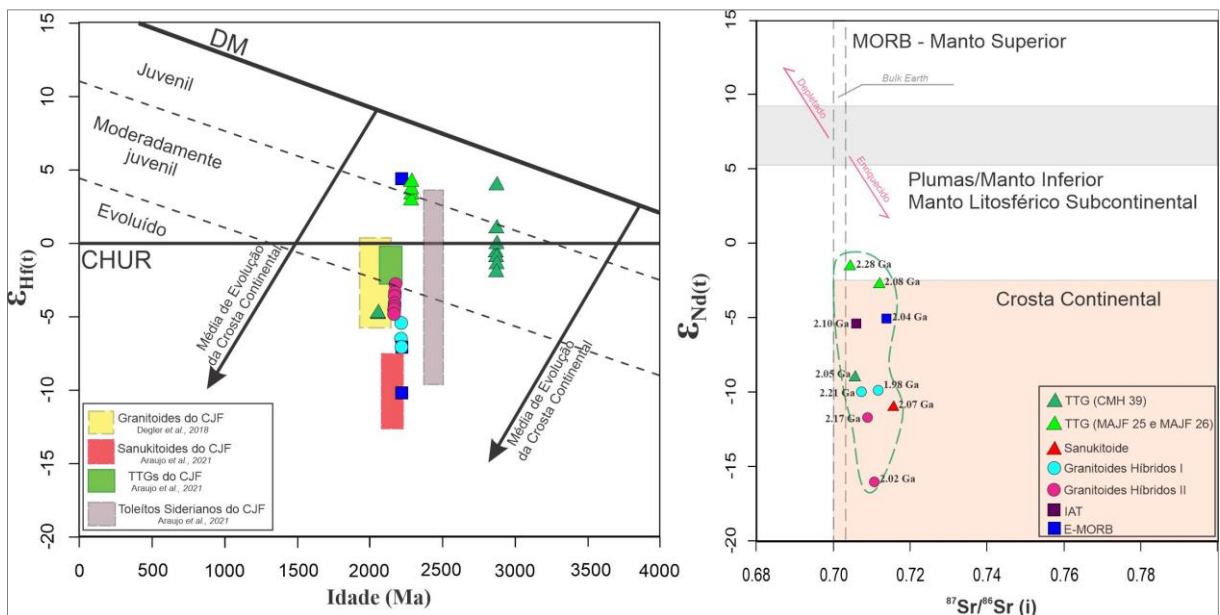
Figura 35 - Diagramas ternários petrogenéticos para os metagranitoides do CJF



Legenda: Integração dos dados obtidos na presente tese com os dados de Duarte *et al.*, 1997; André *et al.*, 2011 e Heilbron *et al.*, 2013. (a) Diagrama ternário de classificação por Laurent *et al.* (2014). Vértices são: $2 \times A/CNK = (Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O))$ em mol); Na_2O/K_2O e $2 \times (FeO_t + MgO) \times (Sr + Ba) (= FMSB)$ em peso (%) e (b) Diagrama ternário de possíveis fontes dos fundidos geradores dos granitoides por Laurent *et al.* (2014). Vértices: $Al_2O_3/(FeO_t + MgO)$; $3 \times CaO$; $5 \times (K_2O/Na_2O)$.

Fonte: O autor, 2023.

Figura 36 – Evolução isotópica de Hf e Sr para as rochas do CJF



Legenda: (a) Diagrama de $\epsilon_{Hf}(t)$ vs $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Ma) mostrando Evolução Arqueana e Paleoproterozoica das rochas estudadas. Campo em azul corresponde ao campo isotópico de evolução para as rochas do bloco Pidade por Bruno *et al.*, 2021 e campo em amarelo corresponde ao campo isotópico de evolução para as rochas do Complexo Mantiqueira por Bruno *et al.*, 2021. (b) Diagrama de $\epsilon_{Nd}(t)$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ mostrando o carácter evoluído das rochas estudadas.

Fonte: O autor, 2023.

O terceiro estágio de magmatismo apresentado nesta tese é correlacionável ao magmatismo sin a tardi colisional reportado para a borda sul do Paleocontinente São Francisco (SILVA *et al.*, 2002; NOCE *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 2010; MOREIRA *et al.*, 2018,2020; BRUNO *et al.*, 2020,2021; MARIMOM *et al.*, 2020). A amostra relativa ao granulito básico com assinatura E-MORB combinada com os granitoides híbridos de idades entre 2,04 e 1,93 Ga, respectivamente, representam estágios mais avançados da colisão. A assinatura isotópica crustal dessas amostras (Figura 36 a e b) são compatíveis com os ambientes tectônicos mencionados (LAURENT *et al.*, 2014; MOYEN; LAURENT, 2018), sendo assim, fontes mantélicas e crustais podem ter interagido durante o alojamento dessas rochas. A ocorrência de idades herdadas meso e neoarqueanas nas amostras CMH01 e MAJF 14, respectivamente, é consistente com a contribuição de uma fonte crustal arqueana.

5.4 Distribuição dos litotipos no tempo e novas fronteiras na evolução do CJF

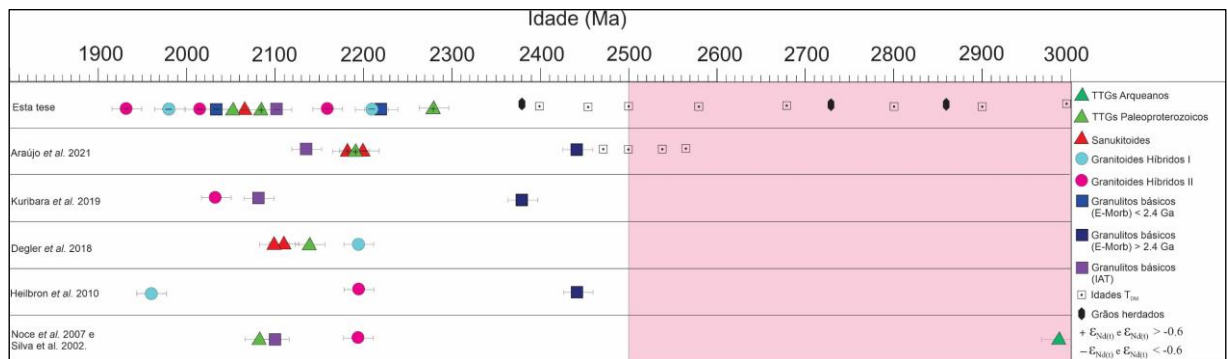
A história geológica do Complexo Juiz de Fora contada até agora remonta ao início do Paleoproterozoico, com extração de crosta continental a partir do manto em 2,20 Ga (MACHADO *et al.*, 1996; HEILBRON *et al.*, 1998; DUARTE *et al.*, 2000; HEILBRON *et al.*, 2010; DEGLER *et al.*, 2018; ARAUJO *et al.*, 2021). Todavia, novos dados de Sm-Nd e Hf, U-Pb em zircão, indicam que o input de magmatismo juvenil pode ter começado um pouco antes, em 2,28 Ga, e a partir de 2,20 Ga, os granitoides de assinatura geoquímica evoluída já coexistiam com magmatismo juvenil pontualmente abordado na literatura. Os dados isotópicos da presente tese combinados com àqueles publicados por Degler *et al.* (2018) e Araujo *et al.* (2021), indicam um episódio importante de contribuição de crosta continental pré-existente (2,9 – 2,7 Ga) no estágio acrescionário do arco magmático gerado, sugerindo o envolvimento de diferentes fontes na geração dos sanukitoides e granitoides híbridos. Esse material crustal além de aparecer na presente tese dentro do contexto das rochas classificadas como TTGs e granitoides híbridos, com idades herdadas de 2,8 e 2,7 Ga, também aparecem de forma pontual na literatura como em Silva *et al.* (2000). Sendo assim, o Complexo Juiz de Fora tem se mostrado um terreno tectono-estratigráfico de assinatura isotópica significativamente heterogênea, com uma ampla variação nos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ e $\epsilon_{Hf(t)}$. Nesse sentido duas hipóteses se apresentam para tais assinaturas subcondríticas: Contribuição de sedimentos arqueanos interagindo com a fonte na zona de supra-subducção na medida em que o arco magmático

evoluiu; a contribuição de uma crosta arqueana pretérita ou ambos. Neste sentido, a contribuição arqueana para a geração das rochas que constituem o complexo se torna uma hipótese plausível para a evolução deste terreno, trazendo uma nova perspectiva para sua evolução geodinâmica.

Esses novos resultados atestam uma assinatura crustal importante para a evolução Riacciana-Orosiriana do Complexo Juiz de Fora. As assinaturas francamente negativas de $\epsilon_{Nd(t)}$ e $\epsilon_{Hf(t)}$ associadas a idades modelos T_{DM} Meso a Neoarqueanas combinadas com os grãos de zircão herdados para as rochas tardi e pós colisionais (representadas pelos TTGs, granitoides híbridos e metabásicas com assinatura de E-MORB) fortalecem essa hipótese de retrabalhamento crustal dentro do contexto de amadurecimento do arco Juiz de Fora.

Levando em consideração os dados disponíveis discutidos, propomos que essa unidade pode ter sido gerada num ambiente intra-oceânico entre 2,4 e 2,3 Ga (HEILBRON *et al.*, 2010; ARAUJO *et al.*, 2021) com o alojamento de toleíticos de arco de baixo-K. No evento Riacciano, de 2,28 Ga até 2,16 Ga, há geração de magmatismo do tipo TTG, que representa o input mais juvenil nesta tese, mas coexistindo, a partir de 2,20 Ga, com magmas mais evoluídos de clara contribuição crustal mais antiga (Meso e Neoarqueanas). Essa contribuição pode ser explicada pela interação das assembleias geradas com alguma fonte arqueana, com alteração das assinaturas isotópicas de Nd e Hf. No caso dos sanukitoides isso foi interpretado como interação com material crustal na zona de supra-subducção, mas outras hipóteses precisam ser investigadas. Durante o Orosiriano, o ambiente tardi-colisional no Complexo Juiz de Fora é caracterizado por pulsos magmáticos de granitoides híbridos, que predominam em relação aos TTGs e sanukitoides, junto com magmatismo E-MORB, ambas suítes mostrando valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ e $\epsilon_{Hf(t)}$ e idades modelo T_{DM} arqueanas. Embora essas características também possam se relacionar com a assinatura de uma fonte previamente metassomatizada pelos fluidos crustais, a presença de idades U-Pb herdadas arqueanas nos levanta um questionamento sobre a possível presença de um fragmento crustal de maior expressão ainda não revelado na literatura para a região estudada. A figura 37 apresenta de forma sintetizada a evolução dos pulsos magmáticos discutidos nesta seção compilados com dados publicados na literatura.

Figura 37 – Compilação dos pulsos magmáticos no tempo para as rochas do CJF



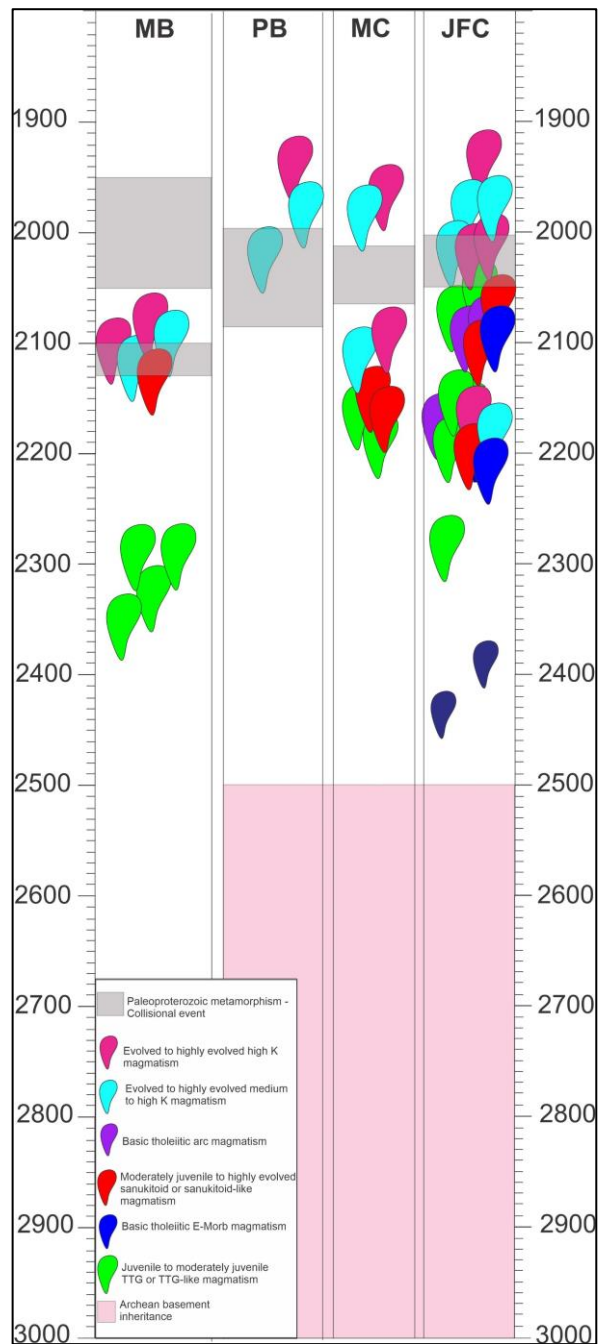
Legenda: Pulsos magmáticos para as rochas do CJF no tempo, separados por autor.

Fonte: O autor, 2023.

5.5 Correlações do Complexo Juiz de Fora com demais terrenos da borda sul do Paleocontinente São Francisco

Entender a evolução geodinâmica dos terrenos arqueanos e paleoproterozoicos da borda Sul do Cráton do São Francisco se faz essencial para a construção de modelos acerca da edificação do Paleocontinente São Francisco no Riaciano/Orosiriano. Ao compararmos os pulsos magmáticos estudados na presente tese com os demais terrenos que integram a margem SE do Cráton (Figura 39) podemos observar que embora haja magmatismo sideriano reportado para as rochas do Complexo Juiz de Fora (ARAUJO *et al.*, 2021) ele é essencialmente diferente do magmatismo juvenil sideriano que ocorre no Cinturão Mineiro (MOREIRA *et al.*, 2018). Todavia, no Riaciano temos semelhanças notáveis entre o Complexo Juiz de Fora e o Complexo Mantiqueira, com geração de TTGs e sanukitoides em 2,28 – 2,20 Ga, muitas vezes coexistindo com magmatismo mais evoluído representado pelos granitoides híbridos, indicando uma etapa de magmatismo pré-colisional síncrona para esses terrenos. Embora na presente tese não tenha sido encontrada idade metamórfica paleoproterozoica para os granulitos estudados, diversos autores reportaram idades de metamorfismo em fácies anfífolito superior e granulito em 2,10 – 2,05 (SILVA *et al.*, 2002; MOREIRA *et al.*, 2008; BRUNO *et al.*, 2020; ARAUJO *et al.*, 2021). A partir dessa idade, assim como nos dados apresentados nesta tese, bem como naqueles publicados para outros terrenos, há a predominância de magmatismo gerador de granitoides híbridos com assinatura isotópica evoluída que podem ser interpretados como relativos a uma fase tardi\pós colisional da orogênese Minas-Bahia.

Figura 38 - Comparação dos pulsos magmáticos dos terrenos Paleoproterozoicos e Arqueanos na borda SE do Paleocontinente São Francisco



Legenda: Pulsos magmáticos para as rochas do CJF no tempo comparado aos demais pulsos geradores dos terrenos Arqueanos e Paleoproterozoicos da borda SE do Paleocontinente São Francisco. Dados desta tese integrados aos de: Heilbron *et al.*, 2010; Noce *et al.*, 2007; Kuribara *et al.*, 2019; Degler *et al.*, 2018; Silva *et al.*, 2002^a; Barbosa *et al.*, 2018; Ávila *et al.*, 2014; Ávila *et al.*, 2010; Moreira *et al.*, 2018; Seixas *et al.*, 2013; Bruno *et al.*, 2020.

Fonte: O autor, 2023.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nesta tese de doutorado foi apresentado um conjunto de dados inéditos para as rochas do CJF que integra a margem SE do setor Minas do Orógeno Minas-Bahia. Tais dados foram integrados com aqueles já publicados por diversos autores (MACHADO *et al.*, 1996; NOCE *et al.*, 2007; HEILBRON *et al.*, 1998; DUARTE *et al.*, 2000; SILVA *et al.*, 2002; HEILBRON *et al.*, 2010; DEGLER *et al.*, 2018; KURIBARA *et al.*, 2019; ARAUJO *et al.*, 2021) e reinterpretados a luz das discussões atuais acerca da evolução dos terrenos paleoproterozoicos da borda sul do Cráton do São Francisco. As principais conclusões obtidas nesta tese são:

- A evolução das rochas do Complexo Juiz de Fora envolve um magmatismo de longa duração (2,28 Ga – 1,93 Ga) em diversos estágios: Uma etapa de iniciada em 2,28 Ga com breve período de magmatismo juvenil seguido de intrusões magmáticas de sanukitoides coevos com granitoides híbridos em 2,20 Ga e 2,17 Ga. Mesmo com produção a produção de magmas mais evoluídos a partir de 2,17 Ga, em 2,08 Ga há uma nova geração de magmatismo juvenil, acompanhado de intrusões magmáticas com assinaturas de sanukitoides e granitoides híbridos, em 2,07 Ga e 1,98 Ga – 1,93 Ga, respectivamente.
- Na segunda fase, os sanukitoides e granitoides híbridos tem assinaturas ainda mais subcondríticas e há predominância de grãos herdados, como nos TTGs de 2,05 Ga (com idades herdadas de 2,80) e granitoides híbridos de 1,93 (com idades herdadas de 2,70).
- O Arco Juiz de Fora foi amplamente abordado na literatura como um sistema magmático intra-ocênico por conta da predominância de assinaturas juvenis nas rochas encontradas. Todavia, a presente tese mostrou que as assinaturas subcondríticas tanto de $\epsilon_{Nd(t)}$ quanto de $\epsilon_{Hf(t)}$ predominam. Aliando tais assinaturas a um conjunto de idades herdadas arqueanas, abordadas previamente de forma pontual na literatura científica, uma nova perspectiva se abre frente a evolução geodinâmica deste terreno, cuja interação com uma fonte arqueana torna-se uma hipótese plausível para sua geração.

REFERÊNCIAS

- AGUILAR, C.; ALKMIM, F. F.; LANA, C. C.; FARINA, F. Paleoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: new insights from U–Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research*, v. 289, p. 95–115, 2017.
- AIDOO, F.; NUDE, P. M.; SUN, F.; LIANG, T.; ZHANG, S. Paleoproterozoic TTG-like metagranites from the Dahomeyide Belt, Ghana: Constraints on the evolution of the Birimian-Eburnean Orogeny. *Precambrian Research*, v. 353, 106024, 2020.
- ALBERT, C.; FARINA, F.; LANA, C.; STEVENS, G.; STOREY, C.; GERDES, A.; DOPICO, C. Archean crustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U–Pb, Lu–Hf and O isotope analyses. *Lithos*, v. 266–267, p. 64–86, 2016.
- ALKMIM, F. F.; KUCHENBECKER, M.; REIS, H. L. S.; PEDROSA-SOARES, A. C. The Araçuaí Belt. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI U. G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017. Chapter 14, p. 255–276.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogeny in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, v. 149, p. 43–64, 2006.
- ALKMIM, F. F.; NOCE, C. M. Outline of the geology of Quadrilátero Ferrífero. In: ALKMIM, F. F.; NOCE, C. M. (Eds). *The Paleoproterozoic Record of São Francisco Craton*. IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais. Field Guide and Abstracts 37–73. 2006.
- ALKMIM, F. F.; TEIXEIRA, W. The Paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017. Chapter 5, p. 71–94.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: *Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais*. Salvador. 1–10. 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. Origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, v. 50, p. 77–111, 2000.
- ALMEIDA, J. A. C.; DALL'AGNOL, R.; DIAS, S. B.; ALTHOFF, F. J. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, v. 120, p. 235–257, 2010.
- ANDRÉ, J. L. F.; VALLADARES, C. S.; DUARTE, B. P. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): Litogeoquímica, geocronologia U–Pb (LA–ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd e Sr. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, n. 4, p. 773–793, 2009.
- ARAUJO, C. E. G.; RUBATTO D.; HERMANN, J.; CORDANI, U. G.; CABY, R.; BASEI, M. A. S. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature Communications*, v. 5, n. 5198, 2014.
- ARAUJO, L. E. A. B.; HEILBRON, M.; TEIXEIRA, W.; DUSSIN, I. A.; VALERIANO, C. M.; BRUNO, H.; SATO, K.; PARAVIDINI, G.; CASTRO, M. Siderian to Rhyacian evolution of the Juiz de Fora Complex: Arc fingerprints and correlations with the Minas–Bahia Orogen and the Western Central Africa Belt. *Precambrian Research*, v. 359, p. 106–118, 2021.

ARAÚJO, L. E. A. B.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TEIXEIRA, W.; NETO, C. C. A. Lithochemical and Nd-Sr isotope data of the orthogranulites of the Juiz de Fora complex, SE-Brazil: insights from a hidden Rhyacian Orogen within the Ribeira belt. *Brazilian Journal of Geology*, v. 49, n. 3, 2019b.

ATHERTON M.; PETFORD N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, v. 362, p. 144-146, 1993.

ÁVILA, C. A.; TEIXEIRA, W.; BONGIOLO, E. M.; DUSSIN, I. A. The Tiradentes suite and its role in the Rhyacian evolution of the Mineiro belt, São Francisco Craton: Geochemical and U-Pb geochronological evidence. *Precambrian Research*, v. 243, p. 221–251, 2014.

ÁVILA, C. A.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; MOURA, C. A. V.; PEREIRA, R. M. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 2, p. 464-482, 2010.

BARBOSA, N. S.; TEIXEIRA W.; ÁVILA C. A.; MONTECINOS P. M.; BONGIOLO E. M. 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research*, v. 270, p. 204-225, 2015.

BARBOSA, J. S. F.; BARBOSA, R. G. The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017. Chapter 4, p. 57-70.

BARBOSA, N.; TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C. A.; MONTECINOS, P. M.; BONGIOLO, E. M.; VASCONCELES, F. F. U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47-2.41 Ga) in the Mineiro belt, São Francisco Craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. *Precambrian Research*, v. 326, p. 399-416, 2019.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, v. 133, p. 1-27, 2004.

BARBOSA, A. L. M.; GROSSI SAD, J. H. Reinterpretação da “Séries” Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2., 1983, Belo Horizonte. *Anais* [...]. Belo Horizonte, p. 32, 1983.

BÉDARD, J. H. Stagnant lids and mantle overturns: implications for Archaean tectonics, magma genesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geoscience Frontiers*, v. 9, p. 19-49, 2018.

BEDARD, J. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 1188-1214, 2006.

BERSAN, S. M.; DANDERFER, F. A.; ABREU, F. R.; LANA, C. Petrography, geochemistry and geochronology of the potassic granitoids of the Rio Itacambiruçu Supersuite: implications for the Meso- to Neoproterozoic evolution of the Itacambira-Monte Azul block. *Braz. J. Geol.*, v. 48, p. 1–24, 2018a.

BERSAN, S. M.; COSTA, A. F. O.; DANDERFER, A.; ABREU, F. R.; LANA, C.; QUEIROGA, G.; STOREY, C.; MOREIRA, H. Paleoproterozoic juvenile magmatism within the northeastern sector of the São Francisco paleocontinent: Insights from the shoshonitic high Ba-Sr Montezuma granitoids. *Geoscience Frontiers*, v. 11, n. 5, p. 1821-1840, 2020.

BERSAN, S. M.; DANDERFER, A.; STOREY, C.; BRUNO, H.; MOREIRA, H.; ABREU, F. R.; LANA, C.; GONÇALVES, L.; NAHAS, I. A perspective on potassic and ultrapotassic rocks: Constraints on the Paleoproterozoic late to post-collisional event in the São Francisco paleocontinent. *Geoscience Frontiers*, v. 13, 2021.

BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth element geochemistry*. Developments in Geochemistry 2. Elsevier, 1984. p. 63-114.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Neoproterozoic evolution of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 47, p. 72-89, 2013.

BRITO NEVES, B. B. Main stages of the development of the sedimentary basin of South America and their relationships with the tectonics of supercontinents. *Gondwana Research*, v. 5, n. 1, p. 175-196, 2002.

BRITO-NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano/Pan-African cycle and orogenic collage. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 155-199, 1999.

BRUECKNER, H. K.; CUNNINGHAM, D.; ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, v. 99, n. 3, p. 255-269, 2000.

BRUNO, H.; ELIZEU, V.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; STRACHAN, R.; FOWLER, M.; BERSAN, S.; MOREIRA, H.; DUSSIN, I.; SILVA, L. G. E. S.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; DUNLOP, J.; NETO, C.; CARVALHO, M.; ALMEIDA, R.; STOREY, C. Neoproterozoic TTG-Sanukitoid suites in the southern São Francisco Paleoccontinent, Brazil: Evidence for diachronous change towards modern tectonics. *Geoscience Frontiers*, v. 11, n. 5, p. 1763-1787, 2020.

BRUNO, H.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; STRACHAN, R.; FOWLER, M.; BERSAN, S.; MOREIRA, H.; MOTTA, R.; ALMEIDA, J.; ALMEIDA, R.; CARVALHO, M.; STOREY, C. Evidence for a complex accretionary history preceding the amalgamation of Columbia: the Rhyacian Minas-Bahia Orogen, southern São Francisco Paleoccontinent, Brazil. *Gondwana Research*, v. 92, p. 149-171, 2021.

CABANIS, B.; LECOLLE, M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus Académie Sciences*, v. 309, p. 2023-2029, 1989.

CAMPOS NETO, M. C. Orogenic Systems 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. (Ed.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335-365, 2000.

CARDOSO, C. D.; ÁVILA, C. A.; NEUMANN, R.; OLIVEIRA, E. P.; VALERIANO, C. M.; DUSSIN, I. A. A Rhyacian continental arc during the evolution of the Mineiro belt, Brazil: Constraints from the Rio Grande and Brumado metadiorites. *Lithos*, v. 326-327, p. 246-264, 2019.

CARO, G.; BOURDON, B. Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets: Consequences for the geochemical evolution of the mantle-crust system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74, n. 11, p. 3333-3349, 2010.

CAWOOD, P. A.; STRACHAN, R. A.; PISAREVSKY, S. A.; GLADKOCHUB, D. P.; MURPHY, J. B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 449, p. 118-126, 2016.

- CAWOOD, P. A.; HAWKESWORTH, C. J.; DHUIME, B. The continental record and the generation of continental crust. *The Geological Society of America Bulletin*, v. 125, n. 1-2, p. 14-32, 2013.
- CAWOOD, P. A.; BUCHAN, C. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Rev.*, v. 82, p. 217-256, 2007.
- CAWOOD, P. A.; KRÖNER, A.; PISAREVSKY, S. Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA Today*, v. 16, p. 4-11, 2006.
- CONDIE, K. C.; KRONER, A. The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. *Gondwana Research*, v. 23, n. 2, p. 394-402, 2013.
- CONDIE, K. C. *Earth as an evolving planetary system*. Amsterdam: Elsevier, 2005.
- CONDIE, K. C. Supercontinents and superplume events: Distinguishing signals in the geologic record. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 146, p. 319-332, 2004.
- CONDIE, K. C. Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 97-108, 1998.
- CONDIE, K. C. *Archean crustal evolution*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishers, 1994. 459 p.
- CONDIE, K. C. *Archean greenstone belts*. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434 p.
- COPLEN, T. B. Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope and gas-ratio measurement results. *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, v. 25, p. 2538-2560, 2011.
- CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; GANADE DE ARAUJO, C. E. G.; FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliano-Kandy tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, p. 583-597, 2013.
- CORDANI, U. G.; SATO, K. Crustal evolution of the South American Platform based on Sm-Nd isotopic systematic on granitoid rocks. *Episodes*, v. 22, p. 167-173, 1999.
- CORDANI, U. G.; DELHAL, J.; LEDENT, D. Orogeneses superposées dans le précambrien du Brésil SudOriental (Etats de Rio de Janeiro et Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 3, p. 1-22, 1973.
- CORFU, F.; HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W.; KINNY, P. Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochem.*, v. 53, n. 1, p. 469-500, 2003.
- COSTA, A. F. O.; DANDERFER, A.; BERSAN, S. M. Record of a Statherian rift-sag basin in the Central Espinhaço Range: Facies characterization and geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 82, p. 311-328, 2017.
- COUTINHO, J.; KRÄUTNER, H.; SASSI, F. Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology – 8. Amphibolite and Granulite. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. 2007. Disponível em: https://www.ugr.es/~agcasco/personal/IUGS/pdf-IUGS/scmr_amph_r2_amphiboliteandgranulite.pdf. Acesso em: 20 abr. 2021.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. *The interpretation of igneous rocks*. Allen Unwin, London. 1979.

CUTTS, K.; LANA, C.; MOREIRA, H.; ALKMIM, F.; PERES, G. Zircon U-Pb and Lu-Hf record from high-grade complexes within the Mantiqueira Complex: First evidence of juvenile crustal input at 2.4–2.2 Ga and implications for the Palaeoproterozoic evolution of the São Francisco Craton. *Precambrian Research*, v. 338, 105567, 2020.

D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TEIXEIRA, W.; TRINDADE, R. I. F.; PATRONI, O. A. L.; PRIETO, R. F. Paleomagnetism of 1.79 Ga Pará de Minas mafic dykes: Testing a São Francisco/Congo-North China-Rio de la Plata connection in Columbia. *Precambrian Research*, v. 338, 105584, 2020.

D'AGRELLA-FILHO, M. S.; CORDANI, U. G. The Paleomagnetic Record of the São Francisco-Congo Craton. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017. Chapter 17, p. 321-331.

DANDERFER, A.; LANA, C. C.; NALINI JÚNIOR, H. A.; COSTA, A. F. O. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research*, v. 28, n. 2, p. 668-688, 2015.

DE PAOLO, D. J. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189-202, 1981.

DE PAOLO, D. J. *Neodymium Isotope Geochemistry: an introduction*. New York: Springer, 1988. 187 p.

DEGLER, R.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOVO, T.; TEDESCHI, M.; SILVA, L. C.; DUSSIN, I.; LANA, C. Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Araçuaí-Ribeira orogenic system (SE Brazil): Links in the Congo-São Francisco palaeocontinent. *Precambrian Research*, v. 317, p. 179-195, 2018.

DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U. G. Ages U/Pb, Sr/Rb et Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, v. 92, p. 271-283, 1969.

DILEK, Y.; ALTUNKAYNAK, S. Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review*, v. 49, p. 431–453, 2007.

DRUMMOND, M. S.; DEFANTS, M. J. A model for Trondjemite-Tonalite-Dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 21503-21521, 1990.

DUARTE, B. P.; VALENTE, S. C.; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO, M. C. Petrogenesis of the orthogneisses of Mantiqueira Complex, central Ribeira belt, SE Brazil: An Archaean to Palaeoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, v. 7, n. 2, p. 437-450, 2004.

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. P. *Evolução tectônica dos ortogneisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, MG: geologia, petrologia e geoquímica*. 1998. 284 f. Tese (Doutorado) - Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Inédita.

DUARTE, B. P.; FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M.; HEILBRON, M. Geochemistry of the granulite facies orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 1, p. 67-82, 1997.

EBERT, H. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 40, p. 215-229, 1968.

EBERT, H. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. *Relatório Anual do Diretor*. Rio de Janeiro: DNPM, DGM, 1955. p. 62-81.

FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M. C.; REGO, I. T. S. F. Geoquímica dos terrenos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. In: SBGq-IG/USP, Workshop de Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogeoquímica das Regiões Sul e Sudeste do Brasil, *Boletim de Resumos*, p. 41-45, 1989.

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, p. 63-81, 1993.

FISCHEL, D. P.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; COSTA, A. G.; ROSIÈRE, C. A. Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de For a Complexes (Ribeira Belt) in the Abre Campo Manhaçu region, Minas Gerais, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 1998. *Abstracts [...]*, v. 14, p. 21-23, 1998.

FOWLER, M.; KOCKS, H.; DARBYSHIRE, D.; GREENWOOD, P. Petrogenesis of high Ba-Sr granitoids from the Northern Highland Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos*, v. 105, n. 1-2, p. 129-148, 2008.

FOWLER, M. B.; HENNEY P. J.; DARBYSHIRE, D. P. F.; GREENWOOD, P. B. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *Journal of Geological Society of London*, v. 158, p. 521-534, 2001.

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, p. 2033-2048, 2001.

GAO, M.; ZHANG, Z.; CHENG, Q.; GRUJIC, D.; SANTOSH., M. Paleoproterozoic TTG gneisses and granites of the Huai'an Complex: Geochemical and zircon U-Pb-Hf data provide insights into subduction history and crustal growth. *Precambrian Research*, v. 380, 106823, 2022.

GOULART, L. E. A.; CARNEIRO, M. A.; ENDO, I.; SUITA, M. T. F. New evidence of Neoproterozoic crustal growth in southern São Francisco Craton: the Carmópolis de Minas Layered Suite, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 3, p. 445-459, 2013.

GROSSI SAD, J. H.; BARBOSA, L. M. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. Contribuições à Petrologia e à Mineralogia, SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1985. p. 15-27.

GUADAGNIN, F.; CHEMALE JR, F.; MAGALHÃES, A. J. C.; SANTANA, A.; DUSSIN, I.; TAKEHARA, L. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo-São Francisco Craton. *Gondwana Research*, v. 27, n. 1, p. 363-376, 2015.

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

HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K.; BRIDGWATER, D.; NUTMAN, A. Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62, p. 263-272, 1983.

HARTMANN, L. A.; ENDO, I.; SUITA, M. T. F.; SANTOS, J. O. S.; FRANTZ, J. C.; CARNEIRO, M. A.; NAUGHTON, N. J.; BARLEY, M. E. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, p. 273-285, 2006.

HASTIE, A. R.; FITTON, J. G.; MITCHELL, S. F.; NEILL, I.; NOWELL, G. M.; MILLAR, I. L. Can fractional crystallization, mixing and assimilation processes be responsible for Jamaican-type adakites? Implications for generating Eoarchaean continental crust. *Journal of Petrology*, v. 56, p. 1251-1284, 2015.

HAWKESWORTH, C.; CAWOOD, P.; DHUIME, B. Rates of generation and growth of the continental crust. *Geoscience Frontiers*, v. 10, n. 1, p. 165-173, 2019.

HAWKESWORTH, C.; CAWOOD, P.; DHUIME, B. Continental growth and the crustal record. *Tectonophysics*, v. 609, p. 651-660, 2013.

HAWKESWORTH, C. J.; DHUIME, B.; PIETRANIK, A. B.; CAWOOD, P. A.; KEMP, A. I. S.; STOREY, C. D. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society of London*, v. 167, p. 229-248, 2010.

HAWKESWORTH, C.; CAWOOD, P.; KEMP, T.; STOREY, C.; DHUIME, B. A matter of preservation. *Science*, v. 323, p. 49-50, 2009.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; PEIXOTO, C.; TUPINAMBÁ, M.; NEUBAUER, F.; DUSSIN, I.; CORRALES, F.; BRUNO, H.; LOBATO, M.; ALMEIDA, J. C.; EIRADO-SILVA, L. G. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review. *J. South Am. Earth Sci.*, v. 105, 102710, 2020.

HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. The São Francisco Craton and its margins. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017a. Chapter 1, p. 3-14.

HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; VALERIANO, C. M.; PACIULLO, F. V.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. J. A.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO, L. G. The Ribeira Belt. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017b. Chapter 15, p. 277-302.

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.; 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. U.; TALWANI, M. (Ed.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph Series, v. 115. AGU, 2000. p. 1-32.

HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J. R. The Juiz de Fora Complex of Central Ribeira belt, SE Brazil: a Segment of the Paleoproterozoic crust thrust during the Panafrican Orogeny. *Journal of Gondwana Research*, v. 1, n. 3/4, p. 371-381, 1998.

HEILBRON, M. *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira*. 1993. 268 f. Tese (Doutorado) - IG/USP. Inédita.

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

HOFFMANN, J. E.; MUNKER, C.; NÆRAA, T.; ROSING, M. T.; HERWARTZ, D.; GARBE-SCHÖNBERG, D.; SVAHNBERG, H. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, p. 4157-4178, 2011.

IRVINE, T. M.; BARAGAR, W. R. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548, 1972.

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. *Chem. Geo.*, v. 211, p. 47-69, 2004.

JANOUSĚK, V.; MOYEN, J. F.; MARTIN, H.; ERBAN, V.; FARROW, C. *Geochemical Modelling of Igneous Processes – Principles and Recipes in R Language*. Bringing the Power of R to a Geochemical Community. Berlin: Springer, 2016. 346 p.

JANOUSĚK, 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.

KURIBARA, Y.; TSUNOGAE, T.; SANTOSH, M.; TAKAMURA, Y.; COSTA, A. G.; ROSIÈRE, C. A. Eoarchean to Neoproterozoic crustal evolution of the Mantiqueira and the Juiz de Fora Complexes, SE Brazil: Petrology, geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes. *Precambrian Research*, v. 323, 82-101, 2019.

LANA, C.; ALKMIM, F. F.; ARMSTRONG, R.; SCHOLZ, R.; ROMANO, R.; NALINI JR., H. A. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 231, 157-173, 2013.

LAURENT, O.; AUWERA, J. V.; BINGEN, B.; BOLLE, O.; GERDES, A. Building up the first continents: Mesoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution in West Troms, Norway, inferred from granitoid petrology, geochemistry, and zircon U-Pb/Lu-Hf isotopes. *Precambrian Research*, v. 321, 303-327, 2019.

LAURENT, O.; MARTIN, H.; MOYEN, J. F.; DOUCELANCE, R. The diversity and evolution of late Archean granitoids: evidence for the onset of ‘modern-style’ plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, v. 205, p. 208-235, 2014.

LAURENT, O.; MARTIN, H.; DOUCELANCE, R.; MOYEN, J.-F.; PAQUETTE, J.-L. Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: implications for geodynamic changes at the Archean-Proterozoic boundary. *Lithos*, v. 123, p. 73-91, 2011.

LOBACH-ZHUCHENKO, S. B.; ROLLINSON, H. R.; CHEKULAEV, V. P.; ARESTOVA, N. A.; KOVALENKO, A. V.; IVANIKOV, V. V.; GUSEVA, N. S.; SERGEEV, S. A.; MATUKOV, D. I.; JARVIS, K. E. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos*, v. 79, p. 107-128, 2005.

- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 259-276, 1996.
- MACHADO, N.; CARNEIRO, M. A. U – Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2341-2346, 1992.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHEMINI, C. A.; SANTOS NETO, A. S.; PALMEIRA, R. C. B.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. F. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória - geologia. RADAMBRASIL vol 32. 1983.
- MARTIN, H.; MOYEN, J.-F.; GUITREAU, M.; Blichert-Toft, J.; LE PENNEC, J.-L. Why Archean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*. 198–199, 1–13, 2014.
- MARTIN, H.; MOYEN, J. F.; RAPP, R. Sanukitoids and the Archean-Proterozoic boundary. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 100, p. 15-33. 2010.
- MARTIN, H.; SMITHIES, R. H.; RAPP, R. P.; MOYEN, J.-F.; CHAMPION, D. C. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, v. 79, p. 1-24, 2005.
- MAURI, S.; HEILBRON, M.; BRUNO, H.; MARQUES, R. A.; NETO, C.; VALERIANO, C. M.; BERSAN, S.; ROMERO, L. F.; GERALDES, M. C. Rhyacian magmatic arc rocks with sanukitoid geochemical signature from the Juiz de Fora Complex, Minas-Bahia Orogenic System (SE-Brazil). *Brazilian Journal of Geology*, v. 52, n. 4, e20220038, 2022.
- MCDONOUGH, W. F.; SUN, W. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, v. 120, n 3-4, p. 223-253, 1995.
- MESCHEDÉ, M. A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*, v. 56, p. 207-218, 1986.
- MOREIRA, H.; SEIXAS, L.; STOREY, C.; FOWLER, M.; LASALLE, S.; STEVENSON, R.; LANA, C. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geoscience Frontiers*, v. 4, p. 977-995, 2018.
- MOYEN, J.-F., 2019. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 489, p. 15-49, 2018.
- MOYEN, J. F.; LAURENT, O. Archean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*, v. 302-303, p. 99-125, 2018.
- MOYEN, J. F., MARTIN, H. Forty years of TTG Res. *Lithos*, v. 148, p. 312–336, 2012.
- MOYEN, J. F. The composite Archean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a nonunique tectonic setting for Archean crustal growth. *Lithos*, v. 123, n. 1-4, p. 21-36, 2011.
- MURPHY, J.B.; NANCE, R.D., 2012. Speculations on the mechanisms for the formation and breakup of supercontinents. *Geoscience Frontiers*, v. 4, p. 185-194, 2012.
- NÉMETH, K.; FRISCH, W.; MESCHEDÉ, M.; BLAKEY, R. C. Plate tectonics—Continental drift and mountain building. *Bulletin of Volcanology*, v. 74, p. 305–307, 2012.

- NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; PIUZANA, D. Evolution of polycyclic basement in the Araçuaí Orogen based on U-Pb SHRIMP data: implications for the Brazil-Africa links in the Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, v. 159, p. 60-78, 2007.
- NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W.; QUÉMÉNEUR, J. J. G.; MARTINS, V. T. S.; BOLZACHINI, E. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 225-239, 2000.
- NOGUEIRA J. R. *Relações tectonoestruturais e metamórficas entre metassedimentos e ortognaisses em facies granulito na região a sudoeste de Juiz de Fora, MG*. 1994. 151 f. Dissertação [Mestrado] - IG/UFRJ, 1994.
- O'CONNOR, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 525, 79-84 (B), 1965.
- OLIVEIRA, E. P.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna Salvador Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 338, p. 263–286, 2010.
- OLIVEIRA, M. A. F. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, p. 369-374, 1982.
- OYHANTÇABAL, P.; ORIOLO, S.; PHILIPP, R.P.; WEMMER, K.; SIEGISMUND, S. The Nico Pérez Terrane of Uruguay and Southeastern Brazil. In: SIEGISMUND, S. *et al.* (Eds). *Geology of Southwest Gondwana*. Regional Geology Reviews. Heidelberg: Springer, 2018. p. 161–187.
- PARTIN, C. A.; BEKKER, A.; SYLVESTER, P. J.; WODICKA, N.; STERN, R. A.; CHACKO, T.; HEAMAN, L. M. Filling in the juvenile magmatic gap: Evidence for uninterrupted Paleoproterozoic plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 388, p. 123-133, 2014.
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. São Paulo: Ednsp, 1993. 188 p.
- PEARCE, J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, v. 100, p. 14-48, 2008.
- PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (Ed.). *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chichester: John Wiley & Sons, 1982. p. 525-548. ISBN 0 471 28034 8.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81, 1976.
- 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 Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, v. 110, n. 1-4, p. 307-323, 2001.
- PINHO, I. C. A. *Geologia dos Metatonalitos/Metatrondhjemitos e Granulitos Básicos das Regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia*. 2005. 163 f. Tese [Doutorado] - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil, 2005.
- PINHO, I. C. A.; BARBOSA, J. F. S.; LEAL, A. B. M.; MARTIN, H.; PEUCAT, J. J. Geochemical modelling of the tonalitic and trondhjemitic granulites from the Itabuna-Salvador-Curaçá Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, n. 2e3, p. 312-323, 2011.

RAJESH, H. M.; BELYANIN, G. A.; VAN REENEN, D. D. Three tier transition of Neoproterozoic TTG-sanukitoid magmatism in the Beit Bridge Complex, Southern Africa. *Lithos*, v. 296-299, p. 431-451, 2018.

REIS, H. L. S.; ALKMIM, F. F.; FONSECA, R. C. S.; NASCIMENTO, T. C.; SUSS, J. F.; PREVATTI, L. The São Francisco Basin. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017. Chapter 7, p. 117-143.

SANTOS, M. M.; LANA, C.; SCHOLZ, R.; BUICK, I.; SCHMITZ, M. D.; KAMO, S. L.; GERDES, A.; CORFU, F.; TAPSTER, S.; LANCASTER, P.; STOREY, C. D. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostand. Geoanal. Res.*, v. 41, n. 3, p. 335-358, 2017.

SATO, K.; JÚNIOR, O. S. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 126-199, 2000.

SEIXAS, L. A. R.; BARDINTZEFF, J. M.; STEVENSON, R.; BONIN, B. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 238, pp. 8-41, 2013.

SEIXAS, L. A. R.; DAVID, J.; STEVENSON, R. Geochemistry, Nd isotopes and U-Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. *Precambrian Research*, v. 196-197, p. 61-80, 2012.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. Geology of Brazil in the context of the South American Platform. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds). *Geology, tectonics and mineral resources of Brazil*. Serviço Geológico – CPRM, 2003. p. 5-54.

SHAND, S. J. *Eruptive rocks*. 2nd ed. New York: John Wiley, 1943. p 1-444.

SILVA, L. C.; PEDROSA-SOARES, A. C.; ARMSTRONG, R.; PINTO, C. P.; MAGALHÃES, J. T. R.; PINHEIRO, M. A. P.; SANTOS, G. G. Disclosing the Neoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, v. 68, p. 50-67, 2016.

SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A.; PIMENTEL, M. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LEITE, C. A.; VIEIRA, V. S.; SILVA, M. A.; 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, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 513-528, 2002.

SLÁMA, J.; KOŠLER, J.; CONDON, D. J.; CROWLEY, J. L.; GERDES, A.; HANCHAR, J. M.; HORSTWOOD, M. S.; MORRIS, G. A.; NASDALA, L.; NORBERG, N.; SCHALTEGGER, U. Plešovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, v. 249, p. 1-35, 2008.

STERN, R. A.; HANSON, G. N. Archean High-Mg Granodiorite: A Derivative of Light Rare Earth Element-enriched Monzodiorite of Mantle Origin. *Journal of Petrology*, v. 32, n. 1, p. 201-238, 1991.

STERN, R. A.; HANSON, G. N.; SHIREY, S. B. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoid rocks) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, n. 9, p. 1688-1712, 1989.

SUN, W.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publications*, v. 42, n. 1, p. 313-345, 1989.

TARNEY, J.; JONES, C. E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Geological Society of London Journal*, v. 151, p. 855-868, 1994.

TEIXEIRA, W.; OLIVEIRA, E. P.; MARQUES, L. S. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017a. Chapter 3, p. 29-56.

TEIXEIRA, W.; OLIVEIRA, E.; PENG, P.; DANTAS, E. L.; HOLLANDA, M. H. B. M. U-Pb geochronology of the 2.0 Ga Itapeccerica graphite-rich supracrustal succession in the São Francisco Craton: Tectonic matches with the North China Craton and paleogeographic inferences. *Precambrian Research*, v. 293, p. 91-111, 2017b.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C. A.; DUSSIN, I. A.; NETO, A. C.; BONGIOLO, E. M.; SANTOS, J. O.; BARBOSA, N. S. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, v. 256, p. 148-169, 2015.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C. A.; DUSSIN, I. A.; VASQUES, F. S. G.; HOLLANDA, M. H. M. Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) em zircão detrítico de rochas metassedimentares Paleoproterozoicas da parte sul do Craton do São Francisco: proveniência, delimitação temporal e implicações tectônicas. In: 12º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE/16º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MG, 2012, Nova Friburgo. *Anais [...]*. Sociedade Brasileira de Geologia, 2012. CDROM, p. 12.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C. A.; NUNES, L. C. Nd–Sr isotopic geochemistry and U–Pb geochronology of Fé granitic gneiss and Lajedo granodiorite: implications for Paleoproterozoic evolution of the Mineiro belt, southern São Francisco Craton. *Geologia USP Série Científica*, v. 8, p. 53-73, 2008.

TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101–137, 2000.

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P. N. Pb, Sr and Nd isotopic constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 78, p. 151-164, 1996.

TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M. C. H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: A review. *Precambrian Research*, v. 53, n. 1-2, p. 1-22, 1991.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J. C. H.; SILVA, L. G. E.; MEDEIROS, S. R.; ALMEIDA, C. G.; MIRANDA, A. W. A.; RAGATKY, C. D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Aracuaí. *Geonomos*, v. 15, n. 1, p. 67-79, 2007.

WINDLEY, B. F. *The evolving continents*. 3rd ed. Chichester: John Wiley & Sons, 1995. p. 377-385, p. 459-462.

WINTER, J. D. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson New International Edition. Harlow, UK: Pearson Education Limited, 2014.

VALERIANO, C. M. The Southern Brasília Belt. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U.G. (Guest Ed.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, 2017. Chapter 10, p. 189-203.

VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society Special Publication*, v. 294, p. 197–210, 2008.

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.

VAN KRANENDONK, M. J.; BENNETT, V. C.; HOFFMAN, J. E. (Ed.). *Earth's oldest rocks*. 2a ed. Amsterdã: Elsevier, 2019a. 1112 p.

ZINCONE, S; OLIVEIRA, E. P.; RIBEIRO, B.; MARINHO, M. High-K granites between the Archean Gavião and Jequié blocks, São Francisco Craton, Brazil: implications for cratonization and amalgamation of the Rhyacian Atlantica continent. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 105, 2021.

APÊNDICE A – Dados analíticos: Geoquímica em rocha total

Metagranitoides - TTGs														
Sample	CMH-39	ECII-98-I-10	MAJF 25	MAJF 26	MB-46R	MB-48A	NSA-5-9C	SJ-VC-120B	TR-JEF-03C	MB-46A	MB-46T	RPM-546	RP-VC-351a	MB-115B
SiO ₂ (wt. %)	68.07	67.61	64.93	69.26	71.92	69.49	74.70	67.90	71.65	61.59	62.40	62.90	66.18	66.24
Al ₂ O ₃	15.38	15.02	16.12	15.17	13.98	14.76	12.60	15.55	14.11	14.51	16.25	14.70	15.43	15.41
FeO _t	3.48	3.28	4.59	3.11	1.69	2.58	0.29	4.09	2.03	6.06	5.07	1.50	4.08	3.79
Fe ₂ O ₃ (T)	3.87	3.64	5.10	3.46	1.88	2.87	1.01	4.55	2.26	6.73	5.64	5.00	4.53	4.21
MnO	0.05	0.54	0.09	0.05	0.03	0.06	0.03	0.06	0.27	0.12	0.13	0.07	0.07	0.07
MgO	1.23	1.18	2.07	1.35	0.88	1.30	0.88	1.31	0.44	4.37	3.01	2.50	2.08	2.50
CaO	3.80	3.33	4.69	4.25	3.18	3.05	3.18	4.62	2.48	4.64	4.49	4.34	3.83	4.34
Na ₂ O	4.31	4.40	3.94	3.91	4.22	4.39	4.22	4.14	4.52	4.10	4.99	4.51	3.84	4.51
K ₂ O	1.52	2.10	1.54	0.90	1.28	2.43	1.28	0.88	2.06	0.76	1.02	1.19	1.84	1.19
TiO ₂	0.35	0.45	0.73	0.35	0.19	0.55	0.24	0.46	0.25	1.13	0.38	0.83	0.45	0.52
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.20	0.09	0.07	0.24	0.07	0.13	0.08	0.31	0.48	0.22	0.05	0.22
LOI	0.53	0.57	0.80	0.47	1.15	0.28	1.15	0.11	0.60	0.08	0.40	0.30	0.48	R
Total	99.26	102.27	100.20	99.25	100.47	102.00	99.65	99.71	100.75	104.40	104.26	98.06	98.79	103.00
Sc	6.00	6.00	10.00	7.00	2.00	na	282.57	5.00	3.00	na	11.00	73.57	10.00	8.00
Be	1.00	2.00	2.00	1.00	na	na	na	1.00	2.00	na	na	na	1.00	na
V	53.00	43.00	79.00	54.00	24.00	46.00	na	95.00	19.00	171.00	66.00	130.00	67.00	51.00
Ba	648.00	684.00	732.00	385.00	385.00	772.00	1400.00	610.00	397.00	523.00	220.00	546.00	1938.00	723.00
Sr	520.00	421.00	637.00	313.00	291.00	358.00	170.00	463.00	229.00	198.00	303.00	350.00	635.00	637.00
Y	6.00	7.00	7.00	7.00	3.00	10.00	11.00	7.00	2.00	37.00	27.00	22.00	7.00	8.00
Zr	279.00	161.00	220.00	170.00	134.00	208.00	170.00	146.00	175.00	156.00	170.00	190.00	173.00	220.00
Cr	< 20	20.00	50.00	40.00	na	25.00	5.00	< 20	20.00	130.00	na	na	60.00	na
Co	20.00	31.00	23.00	17.00	na	na	na	17.00	33.00	na	na	41.00	12.00	na
Ni	< 20	20.00	40.00	40.00	12.00	14.00	47.00	< 20	20.00	92.00	68.00	na	40.00	45.00
Cu	20.00	10.00	< 10	< 10	64.00	8.00	na	20.00	50.00	28.00	61.00	na	20.00	76.00
Zn	60.00	90.00	80.00	50.00	19.00	48.00	na	60.00	60.00	97.00	78.00	na	30.00	71.00
Ga	21.00	22.00	19.00	17.00	nd	nd	na	22.00	21.00	nd	nd	na	16.00	nd
Ge	< 1	1.00	1.00	< 1	na	na	na	1.00	1.00	na	na	na	< 1	na
As	< 5	5.00	< 5	< 5	na	na	na	< 5	5.00	na	na	na	< 5	na
Rb	25.00	76.00	52.00	21.00	24.00	53.00	120.00	4.00	84.00	32.00	21.00	100.00	22.00	70.00
Nb	3.00	7.00	7.00	2.00	nd	7.00	10.00	2.00	6.00	15.00	10.00	13.00	2.00	nd
Mo	< 2	2.00	< 2	< 2	nd	1.58	na	< 2	2.00	2.52	2.65	na	< 2	nd
Ag	0.90	0.50	0.80	0.50	na	na	na	< 0.5	0.50	na	na	na	< 0.5	na
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	na	na	na	< 0.2	< 0.2	na	na	na	< 0.2	na
Sn	1.00	1.00	< 1	< 1	45.00	20.00	na	< 1	1.00	4.00	1.00	na	< 1	28.00
Sb	< 0.5	2.20	< 0.5	< 0.5	nd	nd	na	< 0.5	1.90	nd	nd	na	< 0.5	nd
Cs	< 0.5	0.50	< 0.5	< 0.5	na	na	na	< 0.5	0.50	na	na	na	< 0.5	na
La	24.50	26.10	22.50	21.70	14.50	na	na	27.10	24.00	na	27.20	38.21	13.70	52.70
Ce	40.30	51.30	45.30	39.20	21.00	na	na	42.90	40.80	na	53.00	86.60	21.30	86.00
Pr	4.22	6.21	5.26	3.83	0.00	na	na	4.05	4.29	na	na	na	2.28	na
Nd	15.00	20.30	20.10	13.30	10.00	na	na	12.30	13.00	na	28.00	35.64	8.70	33.00
Sm	2.50	3.80	3.80	2.30	1.16	na	na	1.70	2.20	na	6.23	5.84	1.60	4.47

Metagranitoides – TTGs (Continuação)														
Sample	CMH-39	ECII-98-I-10	MAJF 25	MAJF 26	MB-46R	MB-48A	NSA-5-9C	SJ-VC-120B	TR-JEF-03C	MB-46A	MB-46T	RPM-546	RP-VC-351a	MB-115B
Eu	0.97	1.06	1.67	1.10	0.80	na	na	1.19	0.81	na	0.90	0.74	1.35	1.00
Gd	1.80	2.70	2.70	1.80	0.00	0.00	na	1.10	1.60	na	0.00	4.30	1.40	0.00
Tb	0.20	0.40	0.30	0.20	na	na	na	0.20	0.20	na	0.90	na	0.20	na
Dy	1.30	1.70	1.70	1.30	na	na	na	0.80	1.00	na	na	2.87	1.00	na
Ho	0.30	0.30	0.30	0.30	na	na	na	0.10	0.20	na	na	0.61	0.20	na
Er	0.60	0.80	0.80	0.80	na	na	na	0.40	0.40	na	na	1.60	0.50	na
Tm	0.09	0.10	0.11	0.10	na	na	na	0.05	0.05	na	na	na	0.07	na
Yb	0.50	0.60	0.70	0.70	0.30	na	na	0.40	0.30	na	1.60	1.27	0.40	0.60
Lu	0.09	0.08	0.11	0.10	0.05	na	na	0.08	0.05	na	0.22	0.18	0.07	0.11
Hf	5.90	na	4.70	4.20	3.40	nd	na	3.40	na	na	0.70	na	3.40	4.80
Ta	0.10	na	0.50	0.30	0.00	0.39	na	0.20	na	0.86	0.60	na	< 0.1	0.00
W	140.00	na	135.00	113.00	na	31.00	na	70.00	na	11.00	2.00	na	< 1	na
Tl	< 0.1	na	0.20	< 0.1	na	na	na	< 0.1	na	na	na	na	< 0.1	na
Pb	12.00	na	9.00	5.00	19.00	23.00	na	10.00	na	21.00	21.00	na	10.00	15.00
Bi	< 0.4	na	< 0.4	< 0.4	na	na	na	< 0.4	na	na	na	na	< 0.4	na
Th	1.20	na	1.30	1.60	0.40	0.00	na	0.50	na	0.00	6.00	na	0.20	5.70
U	0.30	na	0.30	0.20	0.00	0.47	na	0.20	na	0.00	1.52	na	0.20	0.90
Sr/Y	8.83	6.14	11.29	7.71	8.00	4.60	0.00	13.57	9.50	4.62	2.44	5.91	9.57	6.38
Eu/Eu*	1.40	1.01	1.59	1.65	na	na	na	2.66	1.32	na	na	0.45	2.76	na
Lan/Yb_N	33.04	29.33	21.67	20.90	32.59	na	na	45.68	53.94	na	11.46	20.28	23.09	59.22
Lan/Sm_N	6.16	4.32	3.72	5.93	7.86	na	na	10.03	6.86	na	2.75	4.12	5.39	7.42
Ce_N/Sm_N	20.85	22.12	16.74	14.49	18.11	na	na	27.74	35.18	na	8.57	17.64	13.77	37.08
Eu_N/Yb_N	5.52	5.02	6.78	4.47	7.58	na	na	8.46	7.68	na	1.60	1.66	9.60	4.74
ΣETR	92.37	115.45	105.35	86.73	47.81	na	na	92.37	88.90	118.05	118.05	177.86	52.77	177.88

Metagranitoides - Sanukitoides					
Analyte Symbol	AD-VC-241a	AR-VC-217b	BP-CM-153B	CT- VC- 08E	MB-46C
SiO2	59.79	60.98	57.90	58.48	58.07
Al2O3	15.21	17.52	16.70	14.77	17.65
FeOt	7.23	4.89	6.30	7.56	5.12
Fe2O3(T)	8.04	5.43	7.00	8.40	5.69
MnO	0.12	0.09	0.13	0.15	0.11
MgO	5.73	3.31	3.01	4.97	3.76
CaO	4.84	6.06	4.49	6.60	3.80
Na2O	3.90	4.06	4.99	2.40	5.23
K2O	1.30	1.03	1.02	3.62	2.24
TiO2	0.70	0.65	0.89	0.96	0.66
P2O5	0.14	0.20	0.48	0.55	0.17
LOI	-0.11	0.08	0.40	-0.09	0.78
Total	99.65	99.41	103.31	100.80	103.28
Sc	15.00	14.00	na	26.00	na
Be	2.00	2.00	na	3.00	na
V	124.00	85.00	na	181.00	105.00
Ba	1003.00	431.00	620.00	1470.00	525.00
Sr	312.00	879.00	600.00	728.00	360.00
Y	10.00	54.00	20.00	27.00	10.00
Zr	183.00	108.00	190.00	187.00	83.00
Cr	310.00	130.00	79.00	100.00	242.00
Co	32.00	17.00		28.00	na
Ni	140.00	30.00	56.00	< 20	79.00
Cu	50.00	< 10	na	20.00	26.00
Zn	90.00	50.00	na	90.00	97.00
Ga	16.00	20.00	na	19.00	nd
Ge	1.00	< 1	na	1.00	na
As	< 5	< 5	na	< 5	na
Rb	15.00	10.00	na	92.00	73.00
Nb	4.00	3.00	na	8.00	9.00
Mo	< 2	< 2	na	< 2	1.01
Ag	0.70	< 0.5	na	< 0.5	na
In	< 0.2	< 0.2	na	< 0.2	na
Sn	< 1	< 1	na	2.00	9.00
Sb	< 0.5	< 0.5	na	< 0.5	nd
Cs	< 0.5	< 0.5	na	< 0.5	na
La	17.60	30.20	na	39.70	na
Ce	30.00	42.30	na	89.60	na
Pr	3.16	7.20	na	11.40	na
Nd	11.90	29.90	na	45.20	na
Sm	2.40	7.10	na	8.80	na
Eu	1.10	2.69	na	2.12	0.00
Gd	2.20	10.00	na	7.20	na

Metagranitoides – Sanukitoides (Continuação)					
Analyte Symbol	AD-VC-241a	AR-VC-217b	BP-CM-153B	CT- VC- 08E	MB-46C
Tb	0.40	1.50	na	1.00	na
Dy	2.20	8.20	na	5.20	na
Ho	0.40	1.70	na	1.00	na
Er	1.10	4.50	na	2.80	na
Tm	0.16	0.53	na	0.39	na
Yb	1.10	3.10	na	2.50	na
Lu	0.17	0.47	na	0.39	na
Hf	3.50	2.40	na	4.20	na
Ta	0.20	0.20	na	0.30	0.55
W	< 1	< 1	na	55.00	9.00
Tl	< 0.1	< 0.1	na	< 0.1	na
Pb	9.00	18.00	na	14.00	26.00
Bi	< 0.4	< 0.4	na	< 0.4	na
Th	0.10	1.30	na	< 0.1	0.00
U	< 0.1	< 0.1	na	0.20	0.00
Sr/Y	31.20	16.28	30.00	26.96	36.00
Eu/Eu*	1.40	0.98	na	0.81	na
La_N/Yb_N	10.79	6.57	na	10.71	na
La_N/Sm_N	4.61	2.68	na	2.84	na
Ce_N/Sm_N	7.05	3.53	na	9.27	na
Eu_N/Yb_N	2.84	2.47	na	2.41	na
ΣETR	73.89	149.39	na	217.30	na

Metagranitoides – Granitoides Híbridos I								
Analyte Symbol	BP-CM-142	BP-CM-231	JA-17-JEFD	MAJF 14	MAJF 28	MB-145B	MB-15B	MB-19
SiO ₂	61.80	58.80	62.32	63.78	62.00	63.79	57.95	61.12
Al ₂ O ₃	15.20	15.70	16.10	15.36	16.03	15.15	16.41	15.37
FeO _t	4.68	4.14	5.26	5.30	4.80	5.61	6.06	5.10
Fe ₂ O ₃ (T)	5.20	4.60	5.85	5.89	5.34	6.24	6.74	5.67
MnO	0.07	0.09	0.84	0.06	0.07	0.09	0.11	0.10
MgO	2.09	2.78	2.02	2.82	2.46	2.78	3.22	2.71
CaO	3.24	4.97	3.79	4.20	5.03	4.97	4.41	4.34
Na ₂ O	4.65	3.05	4.07	3.79	4.02	3.05	3.90	4.24
K ₂ O	2.00	1.66	2.15	2.10	2.72	1.66	2.32	1.90
TiO ₂	1.00	0.75	0.89	0.83	0.57	0.78	0.86	0.92
P ₂ O ₅	0.12	0.20	0.32	0.18	0.23	0.2	0.18	0.34
LOI	0.32	0.50	1.25	1.02	1.52	0.50	0.79	0.26
Total	100.37	97.24	104.87	100.00	100.00	104.82	102.95	102.07
Sc	na	0.00	11.00	13.00	22.00	12.00	15.00	13.00
Be	na	na	3.00	2.00	2.00	na	na	na
V	na	130.00	87.00	115.00	90.00	81.00	89.00	74.00
Ba	730.00	1254.00	586.00	472.00	1352.00	492.00	448.00	800.00
Sr	490.00	600.00	317.00	363.00	540.00	303.00	346.00	470.00
Y	14.00	24.00	18.00	29.00	49.00	25.00	24.00	30.00
Zr	120.00	180.00	294.00	300.00	181.00	193.00	223.00	285.00
Cr	23.00	na	30.00	40.00	60	na	95	79
Co	na	51.00	70.00	25.00	26.00	na	23.00	16.00
Ni	55.00	na	20.00	40.00	40.00	48.00	36.00	26.00
Cu	na	na	10.00	30.00	< 10	100.00	30.00	13.00
Zn	na	na	120.00	60.00	60.00	69.00	82.00	86.00
Ga	na	na	22.00	18.00	20.00	nd	nd	nd
Ge	na	na	1.00	1.00	1.00	na	na	na
As	na	na	5.00	< 5	< 5	na	na	na
Rb	18.00	34.00	130.00	61.00	57.00	59.00	96.00	34.00
Nb	10.00	12.00	13.00	10.00	9.00	nd	nd	nd
Mo	na	na	2.00	< 2	< 2	nd	nd	nd
Ag	na	na	0.50	1.00	0.50	na	na	na
In	na	na	< 0.2	< 0.2	< 0.2	na	na	na
Sn	na	na	4.00	3.00	5.00	8.00	9.00	10.00
Sb	na	na	2.80	< 0.5	< 0.5	nd	nd	nd
Cs	na	na	1.20	< 0.5	< 0.5			
La	na	23.38	44.00	52.40	59.00	23.70	81.50	74.50
Ce	na	55.50	90.60	101.00	126.00	45.00	136.00	125.00
Pr	na	na	10.70	10.90	15.40	na	na	na
Nd	na	27.50	32.70	38.50	62.30	23.00	48.00	51.00
Sm	na	5.20	6.30	7.40	15.00	4.65	5.90	7.50
Eu	na	1.19	1.44	1.68	1.74	1.20	1.49	1.86

Metagranitoides – Granitoides Híbridos I (Continuação)								
Analyte Symbol	BP-CM-142	BP-CM-231	JA-17-JEFD	MAJF 14	MAJF 28	MB-145B	MB-15B	MB-19
Gd	na	3.86	4.90	6.60	13.40	0.00	na	na
Tβ	na		0.70	1.00	2.00	0.80	0.50	0.90
Dy	na	2.99	3.7	5.7	10.80	na	na	na
Ho	na	0.62	0.70	1.10	1.80	na	na	na
Er	na	1.72	2.00	3.20	4.80	na	na	na
Tm	na		0.27	0.43	0.62	na	na	na
Yb	na	1.51	1.40	2.50	3.5	2.4	0.96	1.32
Lu	na	0.21	0.20	0.38	0.48	0.31	0.15	0.23
Hf	na	na	na	6.60	4.50	5.00	4.50	7.40
Ta	na	na	na	0.50	0.40	0,00	0.00	0.00
W	na	na	na	104.00	161.00	na	na	na
Tl	na	na	na	0.20	0.20	na	na	na
Pb	na	na	na	8.00	10.00	21.00	13.00	nd
Bi	na	na	na	< 0.4	< 0.4	na	na	na
Th	na	na	na	2.90	4.60	1.40	11.00	14.00
U	na	na	na	0.20	0.30	0.00	0.46	0.39
Sr/Y	35.00	25.00	17.61	12.52	11.02	12.12	14.42	15.67
Eu/Eu*	na	0.81	0.79	0.74	0.38	na	na	na
LaN/YbN	na	10.44	21.19	14.13	11.36	6.66	57.24	38.05
LaN/SmN	na	2.83	4.39	4.45	2.47	3.21	8.69	6.25
CeN/SmN	na	2.58	3.47	3.29	2.03	2.34	5356	4.02
EuN/YbN	na	2.24	2.92	1.91	1.41	1.42	4.41	4.01
Σ ETR	na	123.68	199.61	232.79	316.84	101.06	274.50	262.31

Metagranitoides – Granitoides Híbridos I (Continuação)								
Analyte Symbol	MB-32A	MB-32D	MR- VC-52A	NSA-5-8	NSA-5-9A	RPM-555	VAL-M-276	CPH-118
SiO2	61.80	62.82	57.00	61.30	59.10	57.60	58.00	61.30
Al2O3	16.42	15.76	19.11	17.00	15.80	15.80	15.80	17.00
FeOt	5.52	5.57	6.74	4.68	5.22	5.94	2.88	7.83
Fe2O3(T)	6.14	6.19	7.49	5.20	5.80	6.60	3.20	8.70
MnO	0.11	0.12	0.09	0.15	0.12	0.11	0.12	0.11
MgO	1.93	1.94	2.44	2.90	2.50	1.93	1.94	3.76
CaO	3.69	3.77	6.34	5.10	3.01	3.69	3.77	3.80
Na2O	4.08	3.72	4.63	3.50	4.34	4.08	3.72	5.23
K2O	3.10	3.31	1.89	1.80	2.20	3.10	3.31	2.24
TiO2	1.03	1.13	1.22	0.70	0.86	0.83	0.87	0.70
P2O5	0.4	0.39	0.33	0.3	0.19	0.4	0.39	0.17
LOI	0.21	0.30	0.32	1.31	0.51	0.21	0.30	0.78
Total	104.43	105.02	100.90	103.94	99.65	100.29	94.30	111.62
Sc	9.00	na	13.00	na	284.49	na	10.22	0.00
Be	na	na	4.00	na	na	na	na	na
V	60.00	77.00	102.00	na	na	98.00	120.00	290.00
Ba	1210.00	1263.00	556.00	660.00	880.00	358.00	421.00	45.00
Sr	327.00	334.00	530.00	500.00	530.00	290.00	300.00	160.00
Y	54.00	39.00	23.00	39.00	42.00	51.00	42.00	17.00
Zr	349.00	335.00	1175.00	140.00	200.00	240.00	75.00	68.00
Cr	23	17	30	59	100	na	na	na
Co	15.00	nd	22.00	na	na	46.00	87.00	123.00
Ni	27.00	26.00	< 20	55.00	na	na	na	na
Cu	45.00	45.00	30.00	na	na	na	na	na
Zn	90.00	95.00	100.00	na	na	na	na	na
Ga	nd	nd	27.00	na	na	na	na	na
Ge	na	na	1.00	na	na	na	na	na
As	na	na	< 5	na	na	na	na	na
Rb	89.00	86.00	42.00	91.00	87.00	94.00	15.00	5.00
Nb	24.00	28.00	18.00	12.00	18.00	17.00	10.00	11.00
Mo	2.27	1.41	< 2	na	na	na	na	na
Ag	na	na	1.80	na	na	na	na	na
In	na	na	< 0.2	na	na	na	na	na
Sn	6.00	9.00	< 1	na	na	na	na	na
Sb	nd	nd	< 0.5	na	na	na	na	na
Cs			< 0.5	na	na	na	na	na
La	64.30	na	54.80	na	na	22.48	31.40	13.50
Ce	108.00	na	111.00	na	na	60.28	75.26	34.43
Pr	na	na	12.80	na	na	na	na	na
Nd	44.00	na	47.00	na	na	34.08	35.09	16.74
Sm	7.20	na	8.40	na	na	7.76	6.77	3.57
Eu	1.78	na	2.15	na	na	0.89	1.23	0.76

Metagranitoides – Granitoides Híbridos I (Continuação)								
Analyte Symbol	MB-32A	MB-32D	MR- VC-52A	NSA-5-8	NSA-5-9A	RPM-555	VAL-M-276	CPH-118
Gd	0.00	0.00	6.40	na	na	6.75	5.09	3.11
Tβ	1.20	0.00	0.90	na	na			
Dy	na	na	4.40	na	na	6.75	4.36	2.70
Ho	na	na	0.80	na	na	1.48	0.92	0.60
Er	na	na	2.20	na	na	3.92	2.69	1.91
Tm	na	na	0.32	na	na			
Yb	3.83	na	2	na	na	3.27	2.43	1.51
Lu	0.60	na	0.33	na	na	0.42	0.34	0.20
Hf	8.30	nd	24.20	na	na	na	na	na
Ta	1.40	1.62	0.70	na	na	na	na	na
W	15.00	12.00	33.00	na	na	na	na	na
Tl	na	na	< 0.1	na	na	na	na	na
Pb	19.00	20.00	12.00	na	na	na	na	na
Bi	na	na	< 0.4	na	na	na	na	na
Th	4.90	0.00	2.00	na	na	na	na	na
U	1.60	0.00	0.20	na	na	na	na	na
Sr/Y	6.06	8.56	23.04	12.82	12.62	5.69	7.14	9.41
Eu/Eu*	na	na	0.90	na	na	0.38	0.64	0.70
LaN/YbN	11.32	na	18.47	na	na	4.63	8.71	6.03
LaN/SmN	5.62	na	4.10	na	na	1.82	2.92	2.38
CeN/SmN	3.62	na	3.19	na	na	1.87	2.68	2.33
EuN/YbN	1.32	na	3.06	na	na	0.77	1.44	1.33
Σ ETR	230.91	na	253.50	na	na	148.08	165.58	79.03

Metagranitoides – Granitoides Híbridos II								
Analyte Symbol	BP-CM-150A	CMH-01	MAJF 16	MB-151 A	MB-151B	MB-241A	MB-297B	MB-32B
SiO2	71.00	66.11	65.02	72.05	70.18	69.00	64.44	70.82
Al2O3	15.40	15.56	15.02	13.75	14.80	14.90	16.39	15.06
FeOt	0.63	3.18	4.71	1.11	2.32	1.90	4.63	2.29
Fe2O3(T)	0.87	3.53	5.24	1.23	2.58	2.11	5.15	2.54
MnO	0.05	0.04	0.06	0.02	0.04	0.03	0.07	0.05
MgO	0.14	2.07	2.44	0.35	0.84	0.75	2.09	0.71
CaO	1.80	2.21	2.97	1.47	2.39	2.37	3.24	2.46
Na2O	4.60	4.64	3.51	3.30	3.70	3.82	4.65	3.38
K2O	4.30	2.55	3.65	4.85	4.14	3.80	2.00	4.72
TiO2	0.50	0.51	0.88	0.21	0.51	0.35	0.63	0.36
P2O5	0.09	0.18	0.38	0.05	0.16	0.12	0.12	0.16
LOI	0.78	1.08	0.90	0.20	0.35	0.50	0.32	0.39
Total	100.16	98.48	100.10	98.59	102.01	99.65	103.73	102.94
Sc	57.76	5.00	8.00	1.00	5.00	2.00	11.00	2.00
Be		< 1	3.00					
V		49.00	65.00	10.00	21.00	28.00	91.00	17.00
Ba	840.00	1345.00	950.00	1543.00	1466.00	1200.00	890.00	1478.00
Sr	290.00	445.00	340.00	344.00	415.00	402.00	667.00	290.00
Y	42.00	15.00	17.00	6.00	11.00	8.00	6.00	22.00
Zr	260.00	262.00	443.00	130.00	262.00	181.00	142.00	230.00
Cr	5.00	< 20	50.00	na	na	na	122.00	8.00
Co	na	14.00	17.00	nd	na	na	20.00	6.00
Ni	50.00	< 20	30.00	2.00	2.00	3.00	57.00	9.00
Cu	na	< 10	20.00	4.00	5.00	5.00	13.00	17.00
Zn	na	50.00	60.00	17.00	32.00	43.00	76.00	37.00
Ga	na	20.00	18.00	nd	nd	nd	22.00	nd
Ge	na	< 1	1.00	na	na	na	na	na
As	na	< 5	< 5	na	na	na	na	na
Rb	160.00	65.00	132.00	145.00	110.00	116.00	71.00	97.00
Nb	14.00	5.00	14.00	nd	nd	9.00	7.00	12.00
Mo	na	< 2	< 2	nd	nd	0.94	1.40	1.85
Ag	na	0.80	1.30	na	na	na	na	na
In	na	< 0.2	< 0.2	na	na	na	na	na
Sn	na	1.00	2.00	22.00	24.00	23.00	15.00	10.00
Sb	na	< 0.5	< 0.5	nd	nd	nd	0.70	nd
Cs	na	< 0.5	0.50					
La	na	112.00	95.30	42.30	49.90	77.90	35.70	49.10
Ce	na	206.00	178.00	61.00	73.00	117.00	64.60	79.00
Pr	na	21.40	18.40	0.00	0.00	na	6.08	0.00
Nd	na	73.10	62.10	20.00	25.00	41.00	23.90	30.00
Sm	na	11.40	9.60	3.21	3.69	5.59	3.80	4.10
Eu	na	1.77	1.68	0.80	1.10	1.30	1.42	1.38

Metagranitoides – Granitoides Híbridos II (Continuação)								
Analyte Symbol	BP-CM-150A	CMH-01	MAJF 16	MB-151 A	MB-151B	MB-241A	MB-297B	MB-32B
Gd	na	5.90	6.60	0.00	0.00	0.00	2.20	0.00
Tb	na	0.80	0.80	na	0.60	na	0.20	0.50
Dy	na	3.70	3.80	na	na	na	1.10	na
Ho	na	0.60	0.60	na	na	na	0.20	na
Er	na	1.40	1.60	na	na	na	0.50	na
Tm	na	0.18	0.21	na	na	na	0.06	na
Yb	na	1.00	1.20	0.40	0.50	0.70	0.40	1.08
Lu	na	0.14	0.18	0.08	0.08	0.12	0.08	0.20
Hf	na	5.90	9.50	3.70	4.70	6.70	3.80	5.80
Ta	na	0.20	0.50	0.00	0.00	0.50	0.19	0.70
W	na	79.00	70.00	na	nd	24.00	na	19.00
Tl	na	0.30	0.50					
Pb	na	14.00	15.00	184.00	23.00	26.00	17.00	22.00
Bi	na	< 0.4	< 0.4					
Th	na	33.60	11.30	21.30	15.70	25.70	6.39	7.30
U	na	1.50	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr/Y	6.90	29.67	20.00	57.33	37.73	50.25	111.17	13.18
Eu/Eu*	na	0.66	0.65	0.00	0.00	0.00	1.50	0.00
LaN/YbN	na	75.51	53.54	71.30	67.28	75.03	60.17	30.65
LaN/SmN	na	6.18	6.24	8.29	8.51	8.77	5.91	7.53
CeN/SmN	na	4.36	4.47	4.59	4.77	5.05	4.10	4.65
EuN/YbN	na	5.03	3.98	5.69	6.26	5.28	10.09	3.63
Σ ETR	na	433.51	373.86	127.79	153.87	243.61	138.38	165.36

Metagranitoides – Granitoides Híbridos II (Continuação)									
Analyte Symbol	MB-46B	MB-514E	MR- VC- 23A	RPM- 193E	RPM- 344E	RP- VC- 78A	RPM- 565A	CJE-44-7	MB-32C
SiO ₂	74.55	70.17	72.65	65.10	65.00	65.91	70.50	76.20	68.77
Al ₂ O ₃	13.66	15.22	13.52	14.80	15.60	15.56	13.90	12.00	14.29
FeO _t	0.67	2.47	2.74	1.10	1.20	4.16	0.64	0.95	2.39
Fe ₂ O ₃ (T)	0.74	2.74	3.04	3.10	2.90	4.62	1.40	0.14	2.66
MnO	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.06	0.04	0.02	0.05
MgO	0.39	0.84	1.27	0.84	0.84	1.54	0.84	0.35	0.84
CaO	1.92	2.71	2.09	2.46	2.71	3.24	2.39	1.47	2.46
Na ₂ O	3.70	3.76	3.07	3.17	3.76	3.34	3.70	3.30	3.17
K ₂ O	3.68	3.49	4.19	4.48	3.49	4.38	4.14	4.85	4.48
TiO ₂	0.08	0.40	0.34	0.45	0.42	0.69	0.19	0.13	0.43
P ₂ O ₅	0.03	0.17	0.08	0.12	0.17	0.21	0.16	0.05	0.12
LOI	1.19	0.31	0.25	0.31	0.31	0.46	0.35	0.20	0.31
Total	100.63	102.31	100.50	95.98	96.43	100.00	98.25	99.66	99.97
Sc	na	4.00	4.00	72.37	132.41	6.00	99.15	292.06	1.00
Be			< 1			< 1			
V	11.00	30.00	38.00	72.00	72.00	76.00	20.00		21.00
Ba	1762.00	1644.00	1758.00	896.00	1970.00	3980.00	1433.00	1100.00	1896.00
Sr	312.00	652.00	347.00	350.00	520.00	605.00	480.00	140.00	303.00
Y	4.00	7.00	6.00	18.00	10.00	10.00	10.00	11.00	10.00
Zr	87.00	222.00	200.00	250.00	160.00	326.00	130.00	140.00	226.00
Cr	9.00	23.00	20.00			30.00		5.00	13.00
Co	nd	6.00	19.00	46.00	36.00	24.00	21.00		8.00
Ni	8.00	9.00	< 20	na	na	< 20	na	47.00	11.00
Cu	23.00	500.00	30.00	na	na	10.00	na	na	14.00
Zn	9.00	26.00	30.00	na	na	60.00	na	na	36.00
Ga	nd	19.00	14.00	na	na	18.00	na	na	nd
Ge	na	na	< 1	na	na	< 1	na	na	na
As	na	na	< 5	na		< 5	na	na	na
Rb	79.00	67.00	78.00	190.00	160.00	54.00	140.00	100.00	110.00
Nb	2.00	6.00	3.00	19.00	12.00	3.00	10.00	10.00	9.00
Mo	1.80	1.70	< 2	na	na	< 2	na	na	1.18
Ag	na	na	< 0.5	na	na	< 0.5	na	na	na
In	na	na	< 0.2	na	na	< 0.2	na	na	na
Sn	24.00	5.00	1.00	na	na	1.00	na	na	23.00
Sb	nd	1.60	< 0.5	na	na	< 0.5	na	na	nd
Cs			< 0.5	na	na	< 0.5	na	na	
La	na	101.20	84.40	26.85	15.36	22.30	15.60	54.46	24.20
Ce	na	165.60	155.00	57.38	33.04	42.40	26.23	100.60	35.00
Pr	0.00	14.19	15.50			5.09			na
Nd	na	50.20	49.50	24.32	14.42	19.40	9.11	34.66	12.00
Sm	na	6.50	5.80	4.79	2.48	3.20	1.48	3.86	1.90
Eu	na	1.36	1.42	0.85	0.99	1.89	0.77	1.35	1.25

Metagranitoides – Granitoides Híbridos II (Continuação)									
Analyte Symbol	MB-46B	MB-514E	MR- VC-23A	RPM-193E	RPM-344E	RP- VC-78A	RPM-565A	CJE-44-7	MB-32C
Gd	0.00	3.20	3.20	3.61	1.84	2.30	1.09	1.97	0.00
Tb	na	0.30	0.30			0.30			0.50
Dy	na	na	1.20	2.14	1.03	1.50	0.79	0.97	na
Ho	na	0.30	0.20	0.42	0.19	0.30	0.19	0.14	na
Er	na	0.50	0.50	1.07	0.48	0.70	0.63	0.29	na
Tm	na	0.06	0.06			0.08			na
Yb	na	0.30	0.30	0.68	0.42	0.50	0.46	0.26	1.21
Lu	na	0.08	0.05	0.12	0.10	0.09	0.08	0.06	0.22
Hf	na	5.50	4.80	na	na	5.90	na	na	5.20
Ta	0.12	0.21	0.20	na	na	0.20	na	na	0.00
W	44.00	nd	174.00	na	na	164.00	na	na	27.00
Tl			0.10	na	na	< 0.1	na	na	
Pb	28.00	74.00	15.00	na	na	15.00	na	na	24.00
Bi			< 0.4	na	na	< 0.4	na	na	
Th	0.00	25.77	26.00	na	na	0.20	na	na	0.50
U	1.00	0.00	0.30	na	na	< 0.1	na	na	0.00
Sr/Y	78.00	93.14	57.83	19.44	52.00	60.50	48.00	12.73	30.30
Eu/Eu*	0.00	0.91	1.01	0.62	1.42	2.13	1.85	1.50	0.00
LaN/YbN	0.00	227.43	189.67	26.62	24.66	30.07	22.86	141.22	13.48
LaN/SmN	0.00	9.79	9.15	3.53	3.90	4.38	6.63	8.87	8.01
CeN/SmN	0.00	6.15	6.45	2.89	3.22	3.20	4.28	6.29	4.45
EuN/YbN	0.00	12.89	13.46	3.55	6.70	10.75	4.76	14.76	2.94
Σ ETR	0.00	342.93	315.47	118.60	68.65	97.47	54.82	197.22	76.28

Metagranitoides – Granitoides de Médio-K									
Analyte Symbol	MB-514A	TR-JEF-01A	TR-JEF-04B	RPM-570	TR-JEF-04C	SJ- VC-72B	NSA-5-9B	TR-JEF-01-C1	MB-37(1)
SiO ₂	70.79	70.76	73.62	70.70	74.49	72.59	74.60	73.05	71.50
Al ₂ O ₃	15.08	14.76	14.18	13.90	13.87	15.17	11.80	14.43	14.02
FeO _t	1.86	2.55	1.98	0.84	1.52	1.55	0.81	2.14	2.38
Fe ₂ O ₃ (T)	2.07	2.83	2.20	1.40	1.69	1.72	0.98	2.38	2.65
MnO	0.03	0.22	0.03	0.03	0.23	0.01	0.04	0.18	0.04
MgO	0.67	0.51	0.39	0.67	0.29	0.57	0.77	0.53	0.77
CaO	2.81	2.68	2.24	2.81	1.92	3.15	3.00	2.38	3.00
Na ₂ O	4.00	4.47	4.49	4.00	4.30	3.48	3.22	4.03	3.22
K ₂ O	2.89	2.31	2.33	2.89	3.02	3.01	3.18	3.02	3.18
TiO ₂	0.34	0.32	2.42	0.50	1.74	0.24	0.40	2.54	0.53
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.08	0.11	0.06	0.04	0.15	0.09	0.15
LOI	0.31	0.66	0.72	0.31	0.68	0.58	0.00	0.74	0.00
Total	100.96	102.16	104.68	98.16	103.81	100.60	98.95	105.51	101.44
Sc	3.00	3.00	3.00	20.14	2.00	1.00	120.97	3.00	3.00
Be	na	1.00	2.00	na	2.00	1.00	na	1.00	na
V	50.00	19.00	17.00	57.00	6.00	27.00	10.00	20.00	23.00
Ba	1836.00	298.00	494.00	1075.00	689.00	1300.00	896.00	431.00	186.00
Sr	520.00	271.00	185.00	390.00	186.00	393.00	150.00	275.00	311.00
Y	5.00	4.00	4.00	10.00	2.00	5.00	10.00	2.00	10.00
Zr	174.00	182.00	178.00	300.00	117.00	216.00	330.00	133.00	259.00
Cr	20.00	20.00	20.00	na	20.00	50.00	na	20.00	na
Co	6.00	29.00	54.00	26.00	38.00	11.00	31.00	19.00	nd
Ni	19.00	20.00	20.00	na	20.00	< 20	na	20.00	4.00
Cu	19.00	10.00	10.00	na	10.00	10.00	na	60.00	16.00
Zn	24.00	60.00	60.00	na	40.00	< 30	na	50.00	35.00
Ga	19.00	22.00	22.00	na	21.00	16.00	na	20.00	nd
Ge	na	1.00	1.00	na	1.00	< 1	na	1.00	na
As	na	5.00	195.00	na	177.00	< 5	na	5.00	na
Rb	54.00	52.00	91.00	120.00	105.00	53.00	96.00	95.00	80.00
Nb	5.00	6.00	7.00	11.00	5.00	1.00	15.00	5.00	nd
Mo	0.80	2.00	3.00	na	3.00	< 2	na	2.00	nd
Ag	na	0.50	2.30	na	0.50	< 0.5	na	0.50	na
In	na	< 0.2	< 0.2	na	< 0.2	< 0.2	na	< 0.2	na
Sn	3.00	1.00	1.00	na	1.00	< 1	na	1.00	26.00
Sb	0.50	2.10	2.30	na	2.40	< 0.5	na	0.50	nd
Cs	na	0.50	0.50	na	0.50	< 0.5	na	0.50	na
La	23.90	50.20	21.60	16.93	19.30	174.00	5.33	13.70	32.00
Ce	35.60	101.00	40.60	35.23	35.00	301.00	12.05	24.80	44.00
Pr	3.04	11.70	4.69		3.94	29.50		2.63	0.00
Nd	10.80	33.80	15.00	13.15	12.50	88.40	5.23	8.70	16.00
Sm	1.90	6.00	2.90	1.92	2.30	9.60	1.09	1.70	2.63
Eu	1.12	0.68	0.71	0.73	0.70	1.24	0.52	0.53	1.40

Metagranitoides – Granitoides de Médio-K (Continuação)									
Analyte Symbol	MB-514A	TR-JEF-01A	TR-JEF-04B	RPM-570	TR-JEF-04C	SJ- VC-72B	NSA-5-9B	TR-JEF-01-C1	MB-37(1)
Gd	1.40	3.20	2.10	1.16	1.70	4.50	0.93	1.20	0.00
Tb	0.20	0.30	0.20		0.20	0.30		0.10	na
Dy	na	1.10	1.10	0.75	0.90	1.10	0.44	0.50	na
Ho	0.20	0.20	0.20	0.14	0.10	0.20	0.08	<0,1	na
Er	0.40	0.40	0.40	0.36	0.30	0.30	0.21	0.20	na
Tm	na	0.06	0.05		<0,05	<0,05		<0,05	na
Yb	0.40	0.40	0.30	0.23	0.30	0.20	0.17	0.10	1.20
Lu	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	<0,04	0.06	<0,04	0.18
Hf	4.40	na	na	na	na	5.00	na	na	6.20
Ta	0,19	na	na	na	na	<0,1	na	na	0.00
W	nd	na	na	na	na	94.00	na	na	na
Tl	na	na	na	na	na	<0,1	na	na	na
Pb	26.00	na	na	na	na	14.00	na	na	17.00
Bi	na	na	na	na	na	<0,4	na	na	na
Th	1.04	na	na	na	na	68.30	na	na	2.50
U	0.70	na	na	na	na	0.10	na	na	0.00
Sr/Y	104.00	67.75	46.25	39.00	93.00	78.60	15.00	137.50	31.10
Eu/Eu*	2.10	0.47	0.88	1.50	1.08	0.58	1.58	1.13	na
LaN/YbN	40.28	84.61	48.54	49.63	43.37	586.55	21.14	92.36	17.98
LaN/SmN	7.91	5.26	4.69	5.55	5.28	11.40	3.08	5.07	7.65
CeN/SmN	4.52	4.06	3.38	4.43	3.67	7.57	2.67	3.52	4.04
EuN/YbN	7.96	4.83	6.73	9.03	6.63	17.63	8.70	15.07	3.32
Σ ETR	79.02	209.04	89.85	70.64	77.28	610.37	26.11	54.16	97.41

Ortogramulitos Básicos – E-MORB									
Analyte Symbol	AD-VC-249	ECII-97-1-10F	ECII-97-III-11	MAJF 32	MB-15 C	MB-17A	MB-183A	MB-42	MB-46P
SiO2	48.95	50.70	50.65	47.22	49.21	47.21	49.41	47.62	48.67
Al2O3	15.33	16.45	12.50	14.41	15.22	15.30	13.85	13.29	13.69
FeOt	10.63	10.63	9.83	12.63	10.71	9.33	12.98	13.45	11.36
Fe2O3(T)	11.81	11.81	10.92	14.04	11.90	10.37	14.42	14.95	12.62
MnO	0.19	0.16	0.16	0.19	0.20	0.17	0.23	0.22	0.19
MgO	8.45	5.41	8.76	7.03	6.68	8.85	4.74	6.48	6.43
CaO	9.89	8.96	8.17	11.61	9.75	13.03	8.06	10.08	10.33
Na2O	2.40	3.73	2.92	2.40	1.45	2.22	2.94	2.56	2.98
K2O	0.44	1.10	2.53	0.74	0.58	0.66	0.74	0.38	0.83
TiO2	0.94	1.13	1.18	1.40	1.06	0.76	1.94	1.53	0.98
P2O5	0.06	0.10	0.22	0.09	0.12	0.04	0.22	0.15	0.08
LOI	0.24	0.76	1.30	0.32	0.85	0.45	0.70		0.05
Total	98.70	110.94	109.13	99.43	107.73	108.39	110.23	110.71	108.21
Sc	38.00	35.00	35.00	47.00	42.00	43.00	38.00	41.00	40.00
Be	< 1	2.00	2.00	< 1	na	na	na	na	na
V	274.00	284.00	264.00	431.00	255.00	226.00	274.00	276.00	229.00
Ba	79.00	167.00	565.00	34.00	69.00	45.00	119.00	38.00	54.00
Sr	155.00	214.00	272.00	121.00	240.00	116.00	317.00	145.00	222.00
Y	16.00	29.00	23.00	24.00	39.00	20.00	35.00	31.00	23.00
Zr	57.00	69.00	118.00	63.00	98.00	54.00	129.00	79.00	63.00
Cr	260.00	90.00	470.00	60.00	140.00	120.00	na	na	na
Co	49.00	57.00	50.00	87.00	48.00	49.00	na	na	0.00
Ni	140.00	20.00	100.00	110.00	75.00	146.00	61.00	136.00	103.00
Cu	30.00	40.00	200.00	180.00	37.00	109.00	74.00	103.00	69.00
Zn	70.00	160.00	120.00	70.00	96.00	60.00	115.00	112.00	89.00
Ga	16.00	21.00	21.00	16.00	nd	nd	0.00	nd	nd
Ge	2.00	2.00	2.00	2.00	na	na	na	na	na
As	< 5	5.00	127.00	< 5	na	na	na	na	na
Rb	4.00	20.00	129.00	4.00	28.00	17.00	nd	nd	nd
Nb	2.00	7.00	9.00	4.00	14.00	nd	14.00	9.00	12.00
Mo	< 2	2.00	4.00	< 2	1.76	nd	9.49	3.65	1.93
Ag	< 0.5	0.50	37.40	< 0.5	na	na	na	na	na
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	na	na	na	na	na
Sn	< 1	2.00	1.00	1.00	3.00	3.00	4.00	3.00	3.00
Sb	< 0.5	3.60	2.50	< 0.5	nd	nd	nd	nd	nd
Cs	< 0.5	0.50	1.60	< 0.5	na	na	na	na	na
La	7.40	16.00	18.00	12.20	4.80	1.90	11.10	5.60	6.80
Ce	17.70	40.90	43.00	26.80	12.00	6.00	27.00	15.00	16.00
Pr	2.36	5.89	5.37	3.41	na	na	na	na	na
Nd	10.50	22.80	22.90	14.70	10.00	5.00	20.00	9.00	9.00
Sm	2.80	5.40	5.70	4.00	2.60	1.40	5.03	3.46	2.43
Eu	1.00	1.27	1.47	1.34	0.93	0.69	1.40	1.30	0.80

Ortogranulitos Básicos – E-MORB (Continuação)									
Analyte Symbol	AD-VC-249	ECII-97-1-10F	ECII-97-III-11	MAJF 32	MB-15 C	MB-17A	MB-183A	MB-42	MB-46P
Gd	3.10	5.30	5.40	4.70	na	na	na	na	na
Tb	0.50	0.90	0.80	0.80	0.60	0.50	1.10	0.90	0.70
Dy	3.50	5.50	4.40	5.20	na	na	na	na	na
Ho	0.70	1.10	0.90	1.00	na	na	na	na	na
Er	2.10	3.20	2.60	2.90	na	na	na	na	na
Tm	0.30	0.45	0.37	0.42	na	na	na	na	na
Yb	1.90	2.80	2.30	2.80	2.15	1.40	3.80	2.90	2.50
Lu	0.29	0.38	0.31	0.44	0.35	0.22	0.51	0.42	0.37
Hf	1.40	na	na	1.80	1.60	0.80	3.30	2.00	1.80
Ta	0.20	na	na	0.70	0.80	0.00	0.80	0.50	0.70
W	< 1	na	na	350.00	16.00	nd	3.00	9.00	5.00
Tl	< 0.1	na	na	< 0.1	na	na	na	na	na
Pb	41.00	na	na	< 5	nd	0.00	11.00	8.00	16.00
Bi	< 0.4	na	na	< 0.4	na	na	na	na	na
Th	0.20	na	na	0.60	0.60	0.00	0.40	0.00	0.80
U	< 0.1	na	na	0.50	0.40	1.30	0.00	0.00	0.80
Nb/La	0.27	0.44	0.50	0.33	na	na	1.26	na	na
Eu/Eu*	1.04	373.00	0.81	0.94	na	na	na	na	na
LaN/YbN	2.63	3.85	5.28	2.94	1.51	0.91	1.97	1.30	1.83
LaN/SmN	1.66	1.86	1.99	1.92	1.16	0.85	1.39	1.02	1.76
CeN/SmN	1.53	1.83	1.82	1.62	1.11	1.03	1.30	1.05	1.59
EuN/YbN	1.50	1.29	1.82	1.36	1.23	1.40	1.05	1.27	0.91
SETR	54.15	111.89	113.52	80.71	33.43	17.11	69.94	38.58	38.60

Ortogranulitos Básicos – E-MORB (Continuação)											
Amostra	MB-514 C	MR-VC-125- A	MR- VC- 52B	NSA- CM-94	RPM- 520-B	RPM- 534	RP-VC- 351b	SJ- VC- 120A	SJ- VC- 72A	TR-JEF- 01	VAL.-M- 503
SiO ₂	47.80	51.20	53.55	49.90	49.00	49.20	48.31	54.20	49.04	49.57	49.30
Al ₂ O ₃	13.27	16.01	16.08	15.10	15.00	14.60	14.66	13.54	14.57	16.85	13.40
FeO _t	11.47	9.03	11.15	7.20	7.02	8.19	10.41	12.20	13.87	10.02	8.82
Fe ₂ O ₃ (T)	12.75	10.04	12.39	8.00	7.80	9.10	11.57	13.56	15.42	11.14	9.80
MnO	0.21	0.15	0.15	0.21	0.20	0.20	0.18	0.20	0.21	0.16	0.10
MgO	6.19	6.80	3.86	8.70	6.30	6.80	7.54	5.30	7.01	5.98	2.71
CaO	10.25	9.44	8.25	11.40	11.60	11.80	9.80	8.78	8.77	11.42	4.34
Na ₂ O	3.26	3.23	3.65	1.80	2.40	2.50	3.05	3.47	3.16	3.04	4.24
K ₂ O	0.88	1.09	1.05	0.58	0.19	0.16	1.13	0.66	1.19	0.71	1.90
TiO ₂	2.22	1.57	1.50	0.88	1.50	1.40	1.57	1.18	1.15	1.07	1.80
P ₂ O ₅	0.22	0.30	0.14	0.06	0.11	0.12	0.13	0.12	0.09	0.09	0.34
LOI	2.02	0.46	-0.05	1.22	1.03	1.10	0.94	-0.16	0.05	0.30	0.26
Total	110.54	100.30	100.50	105.05	102.15	105.17	98.87	100.90	100.70	110.35	97.01
Sc	41.00	20.00	26.00	na	na	na	33.00	40.00	41.00	34.00	na
Be	na	1.00	2.00	na	na	na	1.00	2.00	1.00	1.00	na
V	385.00	188.00	319.00	na	320.00	300.00	277.00	293.00	292.00	282.00	280.00
Ba	138.00	283.00	119.00	20.00	72.00	72.00	211.00	345.00	311.00	29.00	493.00
Sr	237.00	777.00	307.00	150.00	180.00	140.00	391.00	259.00	159.00	155.00	190.00
Y	32.00	16.00	23.00	10.00	19.00	21.00	12.00	29.00	21.00	15.00	32.00
Zr	142.00	110.00	101.00	79.00	83.00	83.00	84.00	79.00	69.00	51.00	160.00
Cr	129.00	80.00	30.00	320.00	0.00		220.00	120.00	280.00	80.00	na
Co	55.00	48.00	47.00	na	72.00	72.00	49.00	60.00	57.00	45.00	77.00
Ni	78.00	130.00	60.00	110.00	na	na	110.00	70.00	120.00	30.00	na
Cu	57.00	130.00	30.00	na	na	na	20.00	110.00	30.00	60.00	na
Zn	28.00	90.00	110.00	na	na	na	60.00	140.00	140.00	120.00	na
Ga	23.00	19.00	24.00	na	na	na	15.00	21.00	21.00	18.00	na
Ge	na	1.00	1.00	na	na	na	1.00	2.00	2.00	1.00	na
As	na	< 5	< 5	na	na	na	< 5	< 5	< 5	5.00	na
Rb	8.00	12.00	8.00	13.00	9.00	8.00	5.00	2.00	6.00	6.00	19.00
Nb	13.00	9.00	8.00	10.00	10.00	10.00	11.00	8.00	11.00	3.00	14.00
Mo	1.30	< 2	< 2	na	na	na	< 2	< 2	< 2	2.00	na
Ag	na	< 0.5	< 0.5	na	na	na	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.50	na
In	na	< 0.2	< 0.2	na	na	na	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	na
Sn	6.00	1.00	1.00	na	na	na	< 1	1.00	2.00	1.00	na
Sb	nd	< 0.5	< 0.5	na	na	na	< 0.5	< 0.5	< 0.5	3.00	na
Cs	na	< 0.5	< 0.5	na	na	na	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.50	na
La	13.30	13.60	15.60	na	5.72	5.91	14.90	19.00	13.70	4.20	16.15
Ce	29.90	33.00	38.20	na	16.91	16.84	32.50	44.30	32.80	10.70	40.22
Pr	3.58	4.37	5.14	na			4.08	5.52	4.21	1.62	na
Nd	18.50	19.30	21.30	na	11.24	10.74	17.20	22.00	15.90	7.50	20.75
Sm	5.00	4.50	5.10	na	3.04	2.86	3.70	5.40	3.80	2.10	4.66
Eu	1.72	1.54	1.61	na	0.88	0.80	1.46	1.54	1.21	0.92	1.17
Gd	5.60	4.10	5.00	na	3.08	2.87	3.60	5.60	4.10	2.50	4.22
Tb	0.90	0.60	0.80	na			0.60	0.90	0.70	0.40	
Dy	5.80	3.50	4.80	na	3.17	2.86	3.20	5.80	4.20	2.80	4.29
Ho	1.20	0.60	0.90	na	0.64	0.60	0.60	1.10	0.90	0.60	0.93
Er	3.40	1.70	2.70	na	1.77	1.76	1.60	3.30	2.60	1.80	2.84
Tm	0.49	0.22	0.38	na			0.22	0.48	0.37	0.26	na
Yb	2.90	1.40	2.50	na	1.38	1.39	1.40	3.10	2.30	1.60	2.50
Lu	0.46	0.21	0.37	na	0.19	0.20	0.23	0.46	0.37	0.25	0.34
Hf	3.90	2.60	3.20	na	na	na	2.10	1.90	1.80	na	na
Ta	0.78	0.60	0.40	na	na	na	0.80	0.60	0.60	na	na
W	nd	41.00	89.00	na	na	na	2.00	42.00	45.00	na	na
Tl	na	< 0.1	< 0.1	na	na	na	< 0.1	< 0.1	< 0.1	na	na
Pb	12.00	< 5	6.00	na	na	na	5.00	6.00	5.00	na	na
Bi	na	< 0.4	< 0.4	na	na	na	< 0.4	< 0.4	< 0.4	na	na
Th	1.22	0.40	0.50	na	na	na	0.90	0.20	0.30	na	na
U	0.00	na	< 0.1	na	na	na	< 0.1	0.10	0.30	na	na
Nb/La	0.98	0.66	0.51	na	1.75	na	0.74	0.42	0.80	0.71	0.87
Eu/Eu*	0.99	1.10	0.97	na	0.88	0.85	1.22	0.86	0.94	1.23	0.81
LaN/YbN	3.09	6.55	4.21	na	2.79	2.87	7.18	4.13	4.02	1.77	4.36

Ortogranulitos Básicos – E-MORB (Continuação)											
Amostra	MB-514 C	MR-VC-125- A	MR- VC- 52B	NSA- CM-94	RPM- 520-B	RPM- 534	RP-VC- 351b	SJ- VC- 120A	SJ- VC- 72A	TR-JEF- 01	VAL.-M- 503
LaN/SmN	1.67	1900.00	1.92	na	1.18	1.30	2.53	2.21	2.27	1.26	2.18
CeN/SmN	1.44	1.77	1.81	na	1.34	1.42	2.12	1.98	2.08	1.23	2.08
EuN/YbN	1.69	3.13	1.83	na	1.81	1.64	2.97	1.41	1.50	1.64	1.33
SETR	92.75	88.64	104.40	na	48.02	46.83	85.29	118.50	87.16	37.25	98.07

Ortogramulitos Básicos – IAT							
Analyte Symbol	AD-VC-238b	BP-CM-151	CT- VC-08D	MB-17B	RP-VC-340	SJ- VC-120D	TR-JEF-03A
SiO2	47.51	51.10	50.41	48.77	49.28	52.50	46.20
Al2O3	7.56	13.20	16.07	15.12	17.75	15.09	15.32
FeOt	11.11	7.56	9.53	8.35	6.86	10.65	10.63
Fe2O3(T)	12.35	8.40	10.59	9.28	7.62	11.84	11.81
MnO	0.18	0.22	0.15	0.17	0.12	0.21	0.17
MgO	19.09	8.40	7.33	8.93	8.28	6.23	8.71
CaO	9.37	11.60	8.18	13.02	12.10	8.90	9.79
Na2O	1.22	2.80	2.68	2.35	1.99	3.77	3.03
K2O	0.15	0.48	1.88	0.46	0.61	0.95	1.28
TiO2	0.56	0.59	1.10	0.56	0.56	0.93	0.70
P2O5	0.02	0.05	0.43	0.06	0.38	0.09	0.08
LOI	0.68	0.89	0.33	0.37	0.83	0.06	1.58
Total	98.70	105.29	99.15	107.44	99.52	100.60	109.29
Sc	27.00	na	24.00	42.00	24.00	34.00	33.00
Be	< 1	na	2.00	na	1.00	2.00	2.00
V	189.00	na	181.00	194.00	127.00	246.00	244.00
Ba	17.00	100.00	1392.00	24.00	240.00	451.00	190.00
Sr	42.00	120.00	775.00	94.00	42.00	307.00	168.00
Y	27.00	10.00	25.00	20.00	190.00	24.00	15.00
Zr	21.00	30.00	129.00	56.00	70.00	142.00	28.00
Cr	1800.00	450.00	380.00	270.00	70.00	250.00	250.00
Co	90.00	na	40.00	45.00	18.00	51.00	63.00
Ni	710.00	140.00	90.00	131.00	1.00	90.00	220.00
Cu	140.00	na	80.00	20.00	< 5	50.00	20.00
Zn	60.00	na	110.00	48.00	16.00	120.00	50.00
Ga	9.00	na	20.00	nd	857.00	20.00	17.00
Ge	2.00	na	1.00	na	13.00	2.00	2.00
As	< 5	na	< 5	na	110.00	< 5	5.00
Rb	< 2	12.00	57.00	nd	3.00	5.00	70.00
Nb	1.00	10.00	8.00	1.00	2.00	6.00	3.00
Mo	< 2	na	< 2	nd	0.70	< 2	5.00
Ag	< 0.5	na	< 0.5	na	< 0.2	< 0.5	1.00
In	< 0.2	na	< 0.2	na	< 1	< 0.2	< 0.2
Sn	< 1	na	2.00	3.00	< 0.5	1.00	3.00
Sb	< 0.5	na	< 0.5	nd	< 0.5	< 0.5	1.90
Cs	< 0.5	na	< 0.5	na	545.00	< 0.5	2.10
La	17.70	17.00	35.00	2.20	45.20	25.20	4.70
Ce	5.30	na	76.60	5.00	96.50	53.00	10.20
Pr	4.79	na	9.33	na	11.70	6.22	1.48
Nd	19.10	na	35.60	5.00	44.80	23.40	6.30
Sm	4.50	na	7.10	1.10	7.90	4.80	1.70
Eu	1.54	na	2.24	0.40	2.29	1.35	0.73

Ortogramulitos Básicos – IAT (Continuação)							
Analyte Symbol	AD-VC-238b	BP-CM-151	CT- VC-08D	MB-17B	RP-VC-340	SJ- VC-120D	TR-JEF-03A
Gd	4.90	na	6.30	na	5.60	4.60	2.30
Tb	0.80	na	0.90	0.50	0.70	0.70	0.40
Dy	4.60	na	5.00	na	3.40	4.70	2.90
Ho	1.00	na	0.90	na	0.60	0.90	0.60
Er	2.60	na	2.60	na	1.60	2.80	2.00
Tm	0.36	na	0.37	na	0.20	0.38	0.30
Yb	2.00	na	2.40	1.14	1.20	2.60	2.00
Lu	0.29	na	0.35	0.19	0.19	0.42	0.30
Hf	0.50	na	2.90	0.80	2.60	3.40	na
Ta	< 0.1	na	0.40	0.00	0.20	0.60	na
W	< 1	na	35.00	nd	68.00	54.00	na
Tl	< 0.1	na	< 0.1	na	0.30	< 0.1	na
Pb	< 5	na	8.00	nd	5.00	9.00	na
Bi	< 0.4	na	< 0.4	na	< 0.4	< 0.4	na
Th	< 0.1	na	1.10	0.50	0.50	1.20	na
U	0.20	na	0.10	0.00	1.50	0.20	na
Nb/Ta	0.06	0.59	0.23	0.45	0.04	0.24	na
Eu/Eu*	1.00	na	1.02	na	1.05	0.88	1.13
LaN/YbN	5.97	na	9.83	1.30	25.39	6.53	1.58
LaN/SmN	2347.00	na	3.10	1.26	3.60	3.30	1.74
CeN/SmN	0.28	na	2.60	1.10	2.95	2.66	1.45
EuN/YbN	2.19	na	2.65	1.00	5.43	1.48	1.04
SETR	69.48	17.00	184.69	15.53	221.88	131.07	35.91

Ortogramulitos Básicos – WPT						
Analyte Symbol	CON-204	MB-514B	MR- VC- 23B	NSA-5-9D	RP- VC- 78C	UB-VC- 369
SiO2	48.70	49.72	47.76	48.70	52.73	51.86
Al2O3	14.30	12.86	12.91	12.90	16.46	12.32
FeOt	9.36	11.92	15.28	9.09	9.34	13.70
Fe2O3(T)	10.40	13.25	16.98	10.10	10.38	15.23
MnO	0.23	0.22	0.25	0.29	0.16	0.19
MgO	3.90	5.32	5.04	4.10	4.33	3.32
CaO	8.60	9.57	8.70	6.90	7.19	7.17
Na2O	2.70	3.19	3.03	4.10	4.24	2.79
K2O	1.70	0.61	1.56	1.40	1.12	2.13
TiO2	4.50	2.18	3.95	3.30	1.56	3.61
P2O5	2.10	0.31	0.57	0.58	0.63	0.62
LOI	1.13	0.68	-0.20	1.55	0.57	0.96
Total	107.62	109.83	100.60	103.01	99.36	100.20
Sc	na	40.00	32.00	na	21.00	28.00
Be	na	na	2.00	na	3.00	2.00
V	na	267.00	458.00	280.00	180.00	405.00
Ba	570.00	150.00	631.00	412.00	459.00	20.00
Sr	430.00	264.00	363.00	97.00	477.00	43.00
Y	32.00	43.00	40.00	140.00	29.00	40.00
Zr	140.00	192.00	365.00	270.00	232.00	260.00
Cr	11.00	100.00	< 20	na	30.00	150.00
Co	na	43.00	51.00	72.00	34.00	26.00
Ni	na	37.00	< 20	na	40.00	2.00
Cu	na	78.00	60.00	na	40.00	< 5
Zn	na	27.00	150.00	na	130.00	58.00
Ga	na	22.00	22.00	na	24.00	454.00
Ge	na	na	2.00	na	1.00	41.00
As	na	na	< 5	na	< 5	335.00
Rb	37.00	3.00	16.00	20.00	10.00	28.00
Nb	25.00	19.00	40.00	93.00	19.00	2.00
Mo	na	1.20	< 2	na	< 2	1.50
Ag	na	na	< 0.5	na	< 0.5	< 0.2
In	na	na	< 0.2	na	< 0.2	3.00
Sn	na	5.00	2.00	na	3.00	< 0.5
Sb	na	0.20	< 0.5	na	< 0.5	1.00
Cs	na	na	< 0.5	na	< 0.5	660.00
La	na	23.10	42.80	30.95	55.90	49.30
Ce	na	51.30	100.00	90.69	132.00	110.00
Pr	na	5.88	12.70	na	16.80	13.90
Nd	na	28.10	51.20	61.92	63.90	55.30
Sm	na	7.20	10.40	16.65	12.00	11.80
Eu	na	2.27	3.19	1.94	2.35	3.48

Ortogramulitos Básicos – WPT						
Analyte Symbol	CON-204	MB-514B	MR- VC- 23B	NSA-5-9D	RP- VC- 78C	UB-VC- 369
Gd	na	7.70	10.20	16.96	9.40	11.00
Tb	na	1.30	1.50	na	1.20	1.60
Dy	na	8.00	9.00	22.97	6.40	9.40
Ho	na	1.60	1.70	4.50	1.10	1.80
Er	na	4.50	4.70	11.62	3.00	4.70
Tm	na	0.66	0.63	na	0.39	0.64
Yb	na	4.10	4.00	8.86	2.40	4.00
Lu	na	0.66	0.63	0.98	0.36	0.60
Hf	na	5.10	8.00	na	5.20	8.20
Ta	na	1.13	2.70	na	1.30	2.10
W	na	nd	60.00	na	51.00	95.00
Tl	na		< 0.1	na	< 0.1	0.40
Pb	na	11.00	8.00	na	9.00	9.00
Bi	na		< 0.4	na	< 0.4	< 0.4
Th	na	1.09	1.30	na	1.00	6.00
U	na	0.65	1.20	na	0.20	< 0.1
Nb/La	na	0.82	0.93	3.00	0.34	0.04
Eu/Eu*	na	0.93	0.95	0.35	0.68	0.96
LaN/YbN	na	3.80	7.21	2.36	15.70	8.31
LaN/SmN	na	2.02	2.59	1.17	2.93	2.63
CeN/SmN	na	1.72	2.32	1.31	2.65	2.25
EuN/YbN	na	1.57	2.27	0.62	2.78	2.47
SETR	na	146.37	252.65	268.04	307.20	277.52

APÊNDICE B – Dados analíticos: Geocronologia U-Pb em zircão

MAJF – 26															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
26_096	0.03	0.058735	2.52	0.804172	4.96	0.099301	4.27	0.86	610	10	599	9	557	22	102
26_092	0.01	0.059479	2.62	0.788186	5.00	0.096109	4.26	0.85	592	10	590	9	585	23	100
26_049	0.08	0.059790	2.93	0.789266	4.97	0.095740	4.01	0.81	589	9	591	9	596	25	100
26_039	0.01	0.060030	2.71	0.813075	5.31	0.098234	4.57	0.86	604	11	604	10	605	23	100
26_033	0.00	0.060098	2.88	0.804578	5.16	0.097097	4.29	0.83	597	10	599	9	607	25	100
26_051	0.01	0.060210	2.62	0.804748	5.01	0.096937	4.27	0.85	596	10	600	9	611	23	100
26_017	0.07	0.060218	2.45	0.790362	4.81	0.095191	4.14	0.86	586	9	591	9	611	21	99
26_010	0.25	0.060640	2.60	0.785058	4.89	0.093895	4.14	0.85	579	9	588	9	626	22	98
26_012	0.04	0.060690	2.47	0.804569	4.83	0.096149	4.15	0.86	592	9	599	9	628	21	99
26_074	0.65	0.122830	2.56	5.091522	4.96	0.300637	4.25	0.86	1694	25	1835	17	1998	18	92
26_090	0.56	0.123440	2.88	5.342267	5.10	0.313883	4.21	0.83	1760	26	1876	18	2007	20	94
26_088	0.85	0.125080	2.60	5.702940	5.01	0.330681	4.28	0.85	1842	28	1932	17	2030	18	95
26_067	0.43	0.126000	2.50	5.838986	4.89	0.336098	4.20	0.86	1868	27	1952	17	2043	18	96
26_048	0.16	0.126310	2.47	5.843623	4.91	0.335539	4.24	0.86	1865	28	1953	17	2047	17	96
26_053	0.84	0.128920	2.54	6.736206	5.07	0.378960	4.38	0.87	2071	31	2077	18	2083	18	100
26_015	0.65	0.138430	2.47	6.658325	4.89	0.348846	4.22	0.86	1929	28	2067	17	2208	17	93
26_058	0.63	0.144300	2.65	6.746171	4.86	0.339070	4.07	0.84	1882	27	2079	17	2279	18	91
26_047	0.65	0.144310	2.45	6.816304	4.87	0.342572	4.21	0.86	1899	28	2088	17	2280	17	91
26_020	0.74	0.144800	2.47	6.884656	4.83	0.344836	4.15	0.86	1910	28	2097	17	2285	17	91
26_036	0.47	0.147328	2.69	7.514281	5.37	0.369913	4.65	0.87	2029	33	2175	19	2315	18	93
26_052	0.61	0.147620	2.59	7.474131	4.79	0.367210	4.03	0.84	2016	28	2170	17	2319	18	93
26_077	0.58	0.147650	2.93	7.386096	5.11	0.362811	4.19	0.82	1995	29	2159	18	2319	20	93
26_071	0.59	0.148110	2.63	7.546200	4.85	0.369524	4.08	0.84	2027	28	2178	18	2324	18	93
26_069	0.89	0.148130	2.50	7.506065	4.89	0.367509	4.21	0.86	2018	29	2174	18	2324	17	93
26_095	1.00	0.148140	2.55	7.699111	4.95	0.376935	4.25	0.86	2062	30	2196	18	2325	17	94
26_078	0.41	0.148290	2.92	7.571483	5.23	0.370312	4.34	0.83	2031	30	2181	19	2326	20	93
26_087	0.65	0.149300	2.53	7.877058	4.97	0.382651	4.28	0.86	2089	31	2217	18	2338	17	94
26_068	1.24	0.149830	2.52	7.780967	4.86	0.376646	4.16	0.86	2061	29	2206	18	2344	17	94
26_089	0.49	0.150150	2.51	7.959902	4.95	0.384486	4.27	0.86	2097	31	2226	18	2348	17	94
26_100	0.66	0.150290	2.58	8.359024	4.99	0.403389	4.28	0.86	2185	32	2271	18	2349	18	96

26_098	0.60	0.150370	2.64	8.496453	5.24	0.409803	4.53	0.86	2214	34	2286	19	2350	18	97
MAJF – 26 (Continuação)															
	Razões							Rho	Idades						
SPOT	Th/U	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	2s (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	2s (%)	²⁰⁶Pb/²³⁸U	2s (%)		²⁰⁶Pb/²³⁸U	2s	²⁰⁷Pb/²³⁵U	2s	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	2s	Concordance
26_093	0.50	0.153461	2.85	9.436606	5.05	0.445982	4.17	0.83	2377	33	2381	19	2385	19	100
26_031	0.69	0.153540	2.56	9.427552	4.81	0.445324	4.08	0.85	2374	33	2381	18	2386	17	100
26_057	0.64	0.153559	2.63	9.417127	5.22	0.444775	4.51	0.86	2372	36	2380	19	2386	18	100
26_060	0.77	0.154280	2.50	9.401269	4.93	0.441952	4.25	0.86	2359	34	2378	18	2394	17	99

CT-VC-08 D															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
08D_058	4.50	0.121773	1.17	5.861266	4.18	0.349091	3.45	0.83	1930	29	1956	18	1982	21	99
08D_059	0.07	0.127991	1.19	6.988057	4.19	0.395981	3.45	0.82	2151	32	2110	19	2071	21	102
08D_068	2.63	0.132237	1.28	7.143280	4.38	0.391782	3.56	0.81	2131	32	2129	20	2128	22	100
08D_069	0.21	0.129010	1.66	6.961657	5.25	0.391370	4.07	0.77	2129	37	2107	24	2085	29	101
08D_070	0.27	0.128896	1.37	7.188287	4.49	0.404469	3.55	0.79	2190	33	2135	20	2083	24	102
08D_072	0.59	0.129210	1.22	7.107203	4.27	0.398934	3.50	0.82	2164	32	2125	19	2087	22	102
08D_074	0.59	0.128670	1.21	6.907847	4.26	0.389371	3.50	0.82	2120	32	2100	19	2080	21	101
08D_076	0.64	0.128850	1.23	6.866293	4.28	0.386489	3.50	0.82	2107	31	2094	19	2082	22	100
08D_077	0.99	0.128276	1.22	6.806027	4.26	0.384811	3.49	0.82	2099	31	2087	19	2074	22	100
08D_079	0.29	0.128967	1.21	6.779474	4.25	0.381255	3.49	0.82	2082	31	2083	19	2084	21	100
08D_091	0.11	0.129020	2.05	6.573542	5.85	0.369523	4.16	0.71	2027	36	2056	26	2085	36	98
08D_092	0.82	0.120290	1.26	5.898674	4.34	0.355651	3.52	0.81	1962	30	1961	19	1961	23	100
08D_094	0.40	0.129270	1.49	6.661833	4.66	0.373762	3.58	0.77	2047	31	2068	21	2088	26	99
08D_095	0.02	0.128350	1.77	6.852092	5.48	0.387192	4.18	0.76	2110	38	2092	25	2075	31	101
08D_099	0.46	0.129134	1.79	6.726192	5.27	0.377770	3.87	0.73	2066	34	2076	24	2086	32	99
08D_100	0.25	0.128770	1.54	6.882718	4.96	0.387654	3.89	0.78	2112	35	2096	22	2081	27	101
08D_108	0.05	0.127510	1.47	6.442568	4.65	0.366449	3.61	0.78	2013	31	2038	21	2064	26	99
08D_109	0.31	0.128460	1.32	6.909382	4.45	0.390095	3.57	0.80	2123	32	2100	20	2077	23	101
08D_110	1.24	0.131514	2.08	7.018807	5.85	0.387071	4.11	0.70	2109	37	2114	26	2118	37	100
08D_112	1.17	0.130863	1.62	7.006745	4.95	0.388327	3.74	0.76	2115	34	2112	22	2110	28	100
08D_113	1.15	0.131830	1.40	7.000081	4.56	0.385112	3.60	0.79	2100	32	2111	20	2122	25	99
08D_114	0.13	0.125420	1.36	6.401587	4.49	0.370186	3.58	0.80	2030	31	2032	20	2035	24	100
08D_115	0.49	0.129060	1.39	6.782569	4.61	0.381155	3.67	0.80	2082	33	2083	21	2085	25	100
08D_116	0.35	0.130290	1.52	6.655932	4.74	0.370507	3.64	0.77	2032	32	2067	21	2102	27	98
08D_117	0.23	0.129363	1.35	6.794741	4.49	0.380944	3.60	0.80	2081	32	2085	20	2089	24	100
08D_119	0.65	0.128150	1.94	6.784619	5.56	0.383977	3.99	0.72	2095	36	2084	25	2073	34	100
08D_127	0.02	0.127930	1.42	6.934908	4.64	0.393158	3.68	0.79	2137	33	2103	21	2070	25	101
08D_128	0.33	0.128149	1.49	7.259716	4.84	0.410868	3.81	0.79	2219	36	2144	22	2073	26	103
08D_129	0.03	0.119761	1.45	5.938605	4.64	0.359638	3.62	0.78	1980	31	1967	20	1953	26	101
08D_130	0.40	0.122930	1.82	6.579936	5.59	0.388206	4.23	0.76	2115	38	2057	25	1999	32	103

ADVC 241A															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
241A_127	0.81	0.126319	2.07	6.640114	4.37	0.377246	3.84	0.73	2082	34	2065	19	2047	18	101
241A_128	0.84	0.127316	2.52	6.638553	4.70	0.374172	3.97	0.69	2068	35	2064	21	2061	22	100
241A_129	1.19	0.126658	2.45	6.742554	4.50	0.382090	3.78	0.69	2105	34	2078	20	2052	22	99
241A_130	0.25	0.121670	1.93	6.180253	4.22	0.364403	3.75	0.74	2022	33	2002	19	1981	17	101
241A_131	0.86	0.127000	2.68	6.644547	4.63	0.375455	3.78	0.67	2074	34	2065	21	2057	24	101
241A_132	2.41	0.123380	1.98	7.238522	4.21	0.421504	3.72	0.73	2285	36	2141	19	2006	18	107
241A_133	1.33	0.126750	2.00	6.765160	4.36	0.383105	3.88	0.74	2109	35	2081	19	2053	18	102
241A_134	1.02	0.127290	2.03	6.558105	4.34	0.369665	3.83	0.73	2047	34	2054	19	2061	18	100
241A_135	0.38	0.121350	2.22	6.505236	4.36	0.384796	3.75	0.71	2117	34	2047	19	1976	20	104
241A_136	0.99	0.127399	2.20	6.592565	4.48	0.371307	3.91	0.72	2054	35	2058	20	2062	19	100
241A_137	0.63	0.125901	2.02	7.071259	4.26	0.403349	3.75	0.73	2203	35	2120	19	2042	18	104
241A_138	1.61	0.125935	2.06	6.929474	4.23	0.395072	3.70	0.72	2165	34	2102	19	2042	18	103
241A_139	1.37	0.125826	2.43	6.816829	4.45	0.388925	3.73	0.69	2136	34	2088	20	2040	21	97
241A_140	0.95	0.127950	2.28	6.637037	4.63	0.372212	4.03	0.72	2059	36	2064	21	2070	20	100
241A_147	0.38	0.126400	2.07	6.850503	4.28	0.389074	3.75	0.72	2137	34	2092	19	2048	18	102
241A_148	1.02	0.127140	2.09	6.667392	4.40	0.376340	3.87	0.73	2078	35	2068	20	2059	18	101
241A_149	0.65	0.126831	2.38	6.715204	4.59	0.380001	3.93	0.71	2095	35	2075	21	2055	21	99
241A_150	0.64	0.126293	2.07	6.771420	4.40	0.384866	3.88	0.73	2118	35	2082	20	2047	18	102
241A_151	0.41	0.127247	2.31	6.614698	4.59	0.373018	3.97	0.71	2062	35	2061	20	2060	20	100
241A_152	0.86	0.126693	2.22	6.780347	4.53	0.384150	3.95	0.72	2114	36	2083	20	2053	20	98
241A_153	0.85	0.127390	3.73	6.609915	5.45	0.372321	3.97	0.58	2059	35	2061	24	2062	33	100
241A_154	0.52	0.127533	2.05	6.590413	4.37	0.370789	3.85	0.73	2052	34	2058	19	2064	18	100
241A_155	0.57	0.127521	2.26	6.648356	4.57	0.374122	3.98	0.72	2068	35	2066	20	2064	20	100
241A_156	1.29	0.117226	2.15	5.983165	4.30	0.366174	3.72	0.72	2030	33	1973	19	1914	19	103
241A_157	1.74	0.122760	2.04	6.571056	4.17	0.384219	3.64	0.72	2115	33	2055	19	1997	18	103
241A_158	0.93	0.127233	3.77	6.826532	5.47	0.385134	3.97	0.58	2119	36	2089	25	2060	33	98
241A_159	0.49	0.128890	2.20	7.065186	4.53	0.393560	3.96	0.72	2158	37	2120	20	2083	19	102
241A_167	0.49	0.127020	2.08	6.640889	4.39	0.375186	3.87	0.73	2072	35	2065	20	2057	18	101
241A_168	1.43	0.127420	2.07	6.646072	4.35	0.374291	3.83	0.73	2068	34	2065	19	2063	18	100
241A_169	0.65	0.123420	1.98	6.790060	4.20	0.395013	3.71	0.73	2164	34	2084	19	2006	18	104
241A_170	0.80	0.125064	2.16	6.945690	4.33	0.398793	3.75	0.72	2182	35	2105	19	2030	19	96
241A_171	1.46	0.127300	2.20	6.730609	4.49	0.379464	3.91	0.72	2092	35	2077	20	2061	19	101

ADVC 241A (Continuação)															
SPOT	Th/U	Razões						Rho	Idades					Concordance	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2s
241A_172	0.82	0.125009	3.80	6.859834	5.40	0.393988	3.83	0.56	2160	35	2093	24	2029	34	97
241A_173	1.13	0.119360	2.31	7.261675	4.67	0.437242	4.06	0.72	2356	40	2144	21	1947	21	110
241A_174	1.03	0.126890	2.16	6.664724	4.43	0.376937	3.86	0.72	2081	35	2068	20	2055	19	101
241A_175	0.30	0.127450	2.09	6.625261	4.36	0.373018	3.83	0.73	2062	34	2063	19	2063	18	100
241A_176	0.30	0.127910	2.05	6.611102	4.34	0.370859	3.82	0.73	2052	34	2061	19	2069	18	100
241A_177	2.03	0.126084	2.10	6.799291	4.41	0.387114	3.88	0.73	2128	35	2086	20	2044	19	98
241A_178	0.29	0.113720	1.97	5.695965	4.18	0.359270	3.69	0.73	1998	32	1931	18	1860	18	104
241A_179	1.28	0.126688	2.02	6.702226	4.25	0.379693	3.73	0.73	2094	34	2073	19	2053	18	101
241A_187	0.61	0.127307	2.11	6.680164	4.32	0.376570	3.77	0.72	2079	35	2070	24	2061	19	100
241A_189	1.04	0.126550	2.13	6.869712	4.36	0.389709	3.80	0.72	2140	35	2095	20	2051	19	102
241A_190	0.48	0.128021	3.77	6.699908	5.44	0.375565	3.93	0.57	2074	33	2073	19	2071	33	100
241A_191	1.15	0.127190	2.08	6.754081	4.30	0.381134	3.77	0.73	2100	33	2080	19	2059	18	101
241A_192	0.48	0.118030	2.19	6.706579	4.43	0.408105	3.85	0.72	2225	36	2073	25	1927	20	107
241A_193	1.29	0.127122	2.24	6.920170	4.48	0.390815	3.88	0.72	2145	37	2101	20	2059	20	102
241A_194	0.00	0.553450	16.62	28.464358	32.30	0.369011	27.70	0.71	2044	16	3435	20	4390	121	141
241A_195	0.28	0.125729	2.12	6.827219	4.32	0.389829	3.77	0.72	2141	10	2089	9	2039	19	102
241A_196	0.53	0.753660	4.72	68.967495	13.56	0.659694	12.72	0.79	3281	7	4313	7	4837	34	124
241A_197	0.13	0.115370	2.03	3.905822	4.28	0.241538	3.77	0.73	1415	35	1615	20	1886	18	113
241A_198	2.09	0.518623	2.08	6.658412	4.39	0.089115	3.87	0.73	574	6	2067	7	4295	15	172
241A_199	0.36	0.126810	2.13	6.724236	4.24	0.380581	3.67	0.71	2098	11	2076	10	2054	19	101
241A_200	1.07	0.125797	2.27	6.224498	4.55	0.354867	3.94	0.72	1977	11	2008	10	2040	20	98
241A_207	3.52	0.124090	7.51	6.538727	9.85	0.378169	6.38	0.50	2086	40	2051	21	2016	67	101
241A_208	0.82	0.125861	2.23	6.825177	4.22	0.389297	3.59	0.70	2138	35	2089	20	2041	20	102
241A_209	0.98	0.125863	2.35	6.907078	4.32	0.394011	3.62	0.69	2160	34	2100	19	2041	21	97
241A_210	0.22	0.191284	2.03	5.460974	4.23	0.203057	3.71	0.73	1213	34	1894	19	2753	17	136
241A_211	0.40	0.113120	2.23	5.626413	4.46	0.356737	3.87	0.72	1986	35	1920	20	1850	20	103
241A_212	0.72	0.125760	2.26	6.831185	4.46	0.389960	3.85	0.71	2141	32	2090	18	2040	20	102
241A_213	1.11	0.126100	2.14	6.730631	4.28	0.383114	3.71	0.72	2109	34	2077	19	2044	19	101
241A_214	0.07	0.091715	2.01	4.138717	4.18	0.323283	3.66	0.73	1825	10	1662	10	1461	19	90
241A_215	0.74	0.127710	2.21	6.724344	4.44	0.377877	3.85	0.72	2085	30	2076	19	2067	19	100
241A_216	0.60	0.126950	2.76	6.806616	4.93	0.384864	4.08	0.68	2118	10	2087	9	2056	24	101
241A_217	0.77	0.116110	2.19	4.622712	4.22	0.284753	3.61	0.71	1635	7	1753	8	1897	20	93
241A_218	0.77	0.126410	2.36	6.710909	4.32	0.381034	3.62	0.69	2100	6	2074	7	2049	21	101

ADVC 241A (Continuação)															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
241A_219	1.53	0.126430	2.12	6.715476	4.27	0.381235	3.71	0.72	2101	11	2075	10	2049	19	101
241A_220	1.12	0.126620	2.69	6.728551	4.86	0.381406	4.05	0.68	2101	11	2076	11	2052	24	101

SJ-VC-72A															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
72A_08	1.72	0.106530	2.12	2.783444	3.22	0.189500	2.43	0.75	1119	12	1351	12	1741	19	83
72A_09	1.66	0.123950	2.05	5.933556	3.15	0.347190	2.40	0.76	1921	20	1966	14	2014	18	98
72A_10	1.40	0.098890	2.27	2.097192	3.43	0.153810	2.57	0.75	922	11	1148	12	1603	21	80
72A_11	2.19	0.114830	2.23	3.817595	3.62	0.241120	2.85	0.79	1393	18	1596	15	1877	20	87
72A_12	1.66	0.124510	2.17	6.078990	3.51	0.354100	2.76	0.79	1954	23	1987	15	2022	19	98
72A_13	2.94	0.122770	2.18	5.738601	3.25	0.339010	2.41	0.74	1882	20	1937	14	1997	19	97
72A_14	3.34	0.113746	2.10	3.688558	3.24	0.235190	2.47	0.76	1362	15	1569	13	1860	19	87
72A_15	4.06	0.120360	2.01	5.220364	3.14	0.314570	2.42	0.77	1763	19	1856	13	1962	18	95
72A_16	1.29	0.716760	5.73	60.376299	30.35	0.610930	29.80	0.98	3074	375	4180	164	4765	41	74
72A_17	0.76	0.645050	4.22	24.387209	12.78	0.274200	12.06	0.94	1562	84	3284	64	4613	30	48
72A_18	2.43	0.112730	2.22	3.506704	3.40	0.225610	2.57	0.76	1311	15	1529	14	1844	20	86
72A_19	2.46	0.120050	2.10	4.678397	3.26	0.282640	2.49	0.76	1605	18	1763	14	1957	19	91
72A_20	2.04	0.119733	3.94	4.565828	4.92	0.276570	2.95	0.60	1574	21	1743	21	1952	35	90
72A_21	3.16	0.125480	2.02	6.400745	3.16	0.369960	2.43	0.77	2029	21	2032	14	2036	18	100
72A_27	4.07	0.123368	2.04	5.708381	3.16	0.335590	2.41	0.76	1865	20	1933	14	2005	18	97
72A_28	2.77	0.120290	2.06	5.008681	3.17	0.301990	2.41	0.76	1701	18	1821	14	1961	18	93
72A_29	1.91	0.116870	2.12	4.195773	3.35	0.260380	2.60	0.77	1492	17	1673	14	1909	19	89
72A_30	1.96	0.123360	2.17	5.665147	3.34	0.333070	2.53	0.76	1853	20	1926	15	2005	19	96
72A_31	2.86	0.120200	2.06	5.156909	3.12	0.311160	2.34	0.75	1746	18	1846	13	1959	18	95
72A_32	2.38	0.125880	2.05	6.392164	3.21	0.368290	2.48	0.77	2021	22	2031	14	2041	18	100
72A_33	1.70	0.122752	2.30	5.528559	3.42	0.326650	2.53	0.74	1822	20	1905	15	1997	20	96
72A_34	2.74	0.124790	2.07	6.381722	3.16	0.370900	2.39	0.76	2034	21	2030	14	2026	18	100
72A_35	2.64	0.118940	2.03	4.679090	3.17	0.285320	2.43	0.77	1618	17	1764	13	1940	18	92
72A_36	1.46	0.123030	3.35	5.736503	4.33	0.338170	2.75	0.63	1878	22	1937	19	2001	30	97
72A_42	2.62	0.123400	2.06	5.709520	3.23	0.335570	2.49	0.77	1865	20	1933	14	2006	18	97
72A_43	2.37	0.116021	2.07	4.016849	3.19	0.251100	2.42	0.76	1444	16	1638	13	1896	19	88
72A_44	2.27	0.122384	2.18	5.837340	3.25	0.345930	2.42	0.74	1915	20	1952	14	1991	19	98
72A_45	2.00	0.117680	2.07	4.591716	3.13	0.282990	2.35	0.75	1606	17	1748	13	1921	19	92
72A_46	2.68	0.124564	2.06	6.153953	3.16	0.358310	2.39	0.76	1974	20	1998	14	2023	18	99
72A_47	2.56	0.124440	2.04	6.154327	3.18	0.358690	2.44	0.77	1976	21	1998	14	2021	18	99
72A_48	2.39	0.112620	2.06	3.392102	3.22	0.218450	2.47	0.77	1274	14	1503	13	1842	19	85
72A_49	2.73	0.094120	2.12	2.020690	3.22	0.155710	2.41	0.75	933	10	1122	11	1511	20	83

SJ-VC-72 A (Continuação)															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
72A_50	3.18	0.117040	2.03	4.268846	3.15	0.264530	2.40	0.76	1513	16	1687	13	1912	18	90
72A_51	2.36	0.122520	2.06	5.416759	3.17	0.320650	2.41	0.76	1793	19	1888	14	1993	18	95
72A_57	3.11	0.120720	2.04	5.190371	3.16	0.311830	2.41	0.76	1750	19	1851	14	1967	18	95
72A_58	0.71	0.116980	2.07	4.173592	3.04	0.258760	2.23	0.73	1483	15	1669	13	1911	19	89
72A_59	2.80	0.121218	2.14	5.439575	3.16	0.325460	2.33	0.74	1816	18	1891	14	1974	19	96
72A_60	1.22	0.119220	2.28	4.350002	3.60	0.264630	2.78	0.77	1513	19	1703	15	1945	20	89
72A_61	2.78	0.122928	2.03	5.714135	3.14	0.337130	2.40	0.76	1873	20	1934	14	1999	18	97
72A_62	2.26	0.120540	2.06	5.150555	3.22	0.309900	2.48	0.77	1740	19	1844	14	1964	18	94
72A_63	1.69	0.122370	2.16	5.271099	3.47	0.312410	2.71	0.78	1753	21	1864	15	1991	19	94
72A_64	2.23	0.113940	2.09	3.414107	3.27	0.217320	2.52	0.77	1268	15	1508	13	1863	19	84
72A_65	1.42	0.124691	2.90	5.951651	3.95	0.346180	2.68	0.68	1916	22	1969	17	2024	26	97
72A_66	2.54	0.126550	2.17	6.312770	3.37	0.361790	2.58	0.77	1991	22	2020	15	2051	19	99
72A_72	3.25	0.123960	3.05	5.910097	4.56	0.345790	3.38	0.74	1914	28	1963	20	2014	27	98
72A_73	2.54	0.109050	2.07	3.060991	3.15	0.203580	2.38	0.75	1195	13	1423	12	1784	19	84
72A_74	2.61	0.112050	2.09	3.226618	3.25	0.208850	2.49	0.77	1223	14	1464	13	1833	19	84
72A_75	1.25	0.117880	2.82	3.980757	4.46	0.244920	3.46	0.78	1412	22	1630	18	1924	25	87
72A_76	1.80	0.122290	2.16	5.202062	3.52	0.308520	2.77	0.79	1733	21	1853	15	1990	19	94
72A_77	4.06	0.123100	2.08	5.957872	3.28	0.351020	2.54	0.77	1939	21	1970	14	2002	18	98
72A_78	3.25	0.114500	2.11	3.764630	3.17	0.238460	2.37	0.75	1379	15	1585	13	1872	19	87
72A_79	1.94	0.104040	2.13	2.525013	3.27	0.176020	2.48	0.76	1045	12	1279	12	1697	20	82
72A_80	1.64	0.124480	2.25	5.804286	3.52	0.338180	2.71	0.77	1878	22	1947	15	2021	20	96
72A_81	2.20	0.112730	2.13	3.477327	3.25	0.223720	2.45	0.75	1302	14	1522	13	1844	19	86
72A_87	2.16	0.121010	2.03	5.097058	3.17	0.305490	2.44	0.77	1718	18	1836	14	1971	18	94
72A_88	2.56	0.123640	2.05	5.775517	3.21	0.338790	2.47	0.77	1881	20	1943	14	2009	18	97
72A_89	1.99	0.116110	2.20	3.652670	3.39	0.228160	2.58	0.76	1325	15	1561	14	1897	20	85
72A_90	2.95	0.124100	2.03	5.642664	3.20	0.329770	2.47	0.77	1837	20	1923	14	2016	18	96
72A_91	2.48	0.124270	2.04	6.032490	3.18	0.352070	2.43	0.77	1944	20	1981	14	2018	18	98
72A_92	2.91	0.122940	2.03	5.585174	3.17	0.329490	2.43	0.77	1836	19	1914	14	1999	18	96
72A_93	3.26	0.119073	2.16	4.876424	3.26	0.297020	2.44	0.75	1677	18	1798	14	1942	19	93
72A_94	3.10	0.121750	2.04	5.261515	3.19	0.313430	2.45	0.77	1758	19	1863	14	1982	18	94
72A_95	2.16	0.115162	4.19	3.743377	5.48	0.235750	3.52	0.64	1365	22	1581	22	1882	38	86
72A_96	1.74	0.078590	2.75	1.169528	4.04	0.107930	2.96	0.73	661	9	786	11	1162	27	84
72A_102	2.96	0.112900	2.09	3.618157	3.19	0.232430	2.41	0.76	1347	15	1554	13	1847	19	87

SJ-VC-72 A (Continuação)															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
72A_103	1.64	0.093944	2.23	1.829994	3.41	0.141280	2.58	0.76	852	10	1056	11	1507	21	81
72A_104	1.82	0.124980	2.16	5.687674	3.44	0.330060	2.68	0.78	1839	21	1929	15	2029	19	95
72A_105	1.80	0.124000	2.31	5.309169	3.63	0.310530	2.81	0.77	1743	21	1870	16	2015	20	93
72A_106	2.16	0.102620	2.18	2.417116	3.39	0.170830	2.60	0.77	1017	12	1248	12	1672	20	81
72A_107	1.55	0.588935	9.61	26.914541	21.92	0.331450	19.70	0.90	1845	160	3380	113	4481	70	55
72A_108	2.15	0.117760	2.12	4.191030	3.35	0.258120	2.59	0.77	1480	17	1672	14	1923	19	89
72A_109	2.46	0.114720	2.06	3.675534	3.22	0.232370	2.48	0.77	1347	15	1566	13	1875	19	86
72A_110	2.27	0.115240	2.07	3.755593	3.25	0.236360	2.50	0.77	1368	15	1583	13	1884	19	86
72A_111	2.51	0.674260	4.73	48.132718	16.54	0.517740	15.85	0.96	2690	177	3954	86	4677	34	68
72A_117	1.40	0.116460	2.20	3.891697	3.37	0.242360	2.56	0.76	1399	16	1612	14	1903	20	87
72A_118	2.37	0.092590	2.25	1.743495	3.42	0.136570	2.58	0.75	825	10	1025	11	1480	21	81
72A_119	1.62	0.098840	2.39	2.106898	3.70	0.154600	2.82	0.76	927	12	1151	13	1602	22	81
72A_120	1.52	0.123500	2.25	5.470303	3.75	0.321250	3.00	0.80	1796	24	1896	16	2007	20	95
72A_121	1.98	0.123143	2.49	5.181636	3.85	0.305180	2.94	0.76	1717	22	1850	17	2002	22	93
72A_122	1.41	0.124730	2.07	5.882498	3.26	0.342050	2.51	0.77	1897	21	1959	14	2025	18	97
72A_123	3.26	0.119271	2.08	4.939596	3.18	0.300370	2.40	0.76	1693	18	1809	14	1945	19	94
72A_124	3.96	0.119080	2.03	4.868159	3.19	0.296500	2.46	0.77	1674	18	1797	14	1942	18	93
72A_125	1.89	0.109920	2.24	2.912939	3.40	0.192200	2.56	0.75	1133	13	1385	13	1798	20	82
72A_126	3.40	0.118727	2.08	4.685120	3.21	0.286200	2.45	0.76	1623	18	1765	14	1937	19	92
72A_132	1.44	0.116100	2.10	3.854214	3.29	0.240770	2.53	0.77	1391	16	1604	13	1897	19	87
72A_133	2.43	0.124780	2.05	5.987740	3.26	0.348030	2.53	0.78	1925	21	1974	14	2026	18	98
72A_134	2.16	0.116720	2.09	4.054720	3.18	0.251950	2.40	0.75	1449	16	1645	13	1907	19	88
72A_135	1.65	0.117550	2.16	4.109972	3.44	0.253580	2.68	0.78	1457	18	1656	14	1919	19	88
72A_136	2.49	0.117410	2.08	4.075776	3.27	0.251770	2.53	0.77	1448	16	1649	13	1917	19	88
72A_137	1.69	0.118020	2.69	4.215254	4.24	0.259040	3.27	0.77	1485	22	1677	18	1926	24	89
72A_138	4.44	0.122633	3.86	5.704303	4.68	0.337360	2.65	0.57	1874	22	1932	20	1995	34	97
72A_139	1.35	0.133947	2.70	6.284854	4.31	0.340300	3.36	0.78	1888	28	2016	19	2150	24	94
72A_140	3.76	0.121680	2.05	5.770363	3.13	0.343940	2.36	0.75	1906	20	1942	14	1981	18	98
72A_146	2.36	0.122410	2.39	5.399237	3.84	0.319900	3.01	0.78	1789	24	1885	17	1992	21	95
72A_147	2.48	0.112700	2.24	3.459464	3.37	0.222630	2.52	0.75	1296	15	1518	13	1843	20	85
72A_148	2.10	0.121390	2.22	5.244953	3.60	0.313370	2.83	0.79	1757	22	1860	15	1977	20	94
72A_149	1.41	0.124920	2.34	5.995664	3.78	0.348100	2.98	0.79	1926	25	1975	17	2028	21	97
72A_150	2.96	0.124502	2.15	5.996563	3.38	0.349320	2.60	0.77	1931	22	1975	15	2022	19	98

SJ-VC-72 A (Continuação)																
SPOT	Razões								Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s		
72A_151	2.86	0.123880	2.07	5.991695	3.20	0.350790	2.44	0.76	1938	20	1975	14	2013	18	98	
72A_152	1.93	0.112880	2.23	3.355420	3.51	0.215590	2.71	0.77	1259	16	1494	14	1846	20	84	
72A_153	1.73	0.123300	2.16	5.424553	3.48	0.319080	2.73	0.78	1785	21	1889	15	2005	19	95	
72A_154	2.72	0.120480	2.08	5.213793	3.18	0.313860	2.41	0.76	1760	19	1855	14	1963	19	95	
72A_155	1.66	0.126220	2.30	6.393941	3.70	0.367400	2.90	0.78	2017	25	2031	16	2046	20	99	
72A_161	1.84	0.123730	2.07	5.619017	3.27	0.329370	2.53	0.77	1835	20	1919	14	2011	18	96	
72A_162	1.71	0.124860	2.31	5.834916	3.86	0.338930	3.09	0.80	1882	25	1952	17	2027	20	96	
72A_163	2.53	0.123820	2.08	5.709831	3.23	0.334450	2.46	0.76	1860	20	1933	14	2012	18	96	
72A_164	2.22	0.123780	2.08	5.807998	3.22	0.340310	2.46	0.76	1888	20	1948	14	2011	18	97	
72A_165	1.49	0.114890	2.35	3.706152	3.76	0.233960	2.94	0.78	1355	18	1573	15	1878	21	86	
72A_166	0.03	0.638435	5.88	43.580637	18.75	0.495080	17.80	0.95	2593	193	3856	98	4598	43	67	
72A_167	1.70	0.127030	2.74	6.305538	4.35	0.360010	3.38	0.78	1982	29	2019	19	2057	24	98	
72A_168	2.02	0.122020	2.28	5.257200	3.59	0.312480	2.78	0.77	1753	21	1862	15	1986	20	94	
72A_169	2.04	0.124630	2.21	5.956828	3.64	0.346650	2.88	0.79	1919	24	1970	16	2024	20	97	
72A_170	1.89	0.122140	2.10	5.265402	3.24	0.312660	2.47	0.76	1754	19	1863	14	1988	19	94	
72A_176	2.06	0.122002	2.38	5.188466	3.76	0.308440	2.91	0.77	1733	22	1851	16	1986	21	94	
72A_177	3.42	0.123442	2.16	5.863291	3.52	0.344490	2.78	0.79	1908	23	1956	15	2007	19	98	
72A_178	1.37	0.123990	2.74	5.472347	4.44	0.320100	3.49	0.79	1790	27	1896	19	2014	24	94	
72A_179	2.93	0.124850	2.07	6.083024	3.24	0.353370	2.50	0.77	1951	21	1988	14	2027	18	98	
72A_180	1.35	0.124680	2.52	5.978988	4.01	0.347800	3.12	0.78	1924	26	1973	18	2024	22	98	
72A_181	3.12	0.119886	2.09	4.839293	3.25	0.292760	2.49	0.77	1655	18	1792	14	1955	19	92	
72A_182	2.46	0.120880	2.08	4.892912	3.27	0.293570	2.52	0.77	1659	18	1801	14	1969	19	92	
72A_183	1.43	0.073200	2.57	1.034009	3.87	0.102450	2.89	0.75	629	9	721	10	1019	26	87	
72A_184	3.15	0.120400	2.08	4.918637	3.24	0.296290	2.48	0.77	1673	18	1805	14	1962	19	93	
72A_190	2.37	0.123391	2.35	5.582341	3.63	0.328120	2.76	0.76	1829	22	1913	16	2006	21	96	
72A_191	2.47	0.124020	2.10	5.827980	3.31	0.340820	2.56	0.77	1891	21	1951	14	2015	19	97	
72A_192	2.24	0.121800	2.43	4.685970	3.84	0.279030	2.97	0.77	1586	21	1765	16	1983	22	90	
72A_193	2.41	0.125110	2.19	6.081374	3.54	0.352540	2.78	0.79	1947	23	1988	16	2030	19	98	
72A_194	2.15	0.123147	2.10	5.557415	3.27	0.327300	2.51	0.77	1825	20	1910	14	2002	19	96	
72A_195	1.22	0.120573	2.36	4.936827	3.71	0.296960	2.86	0.77	1676	21	1809	16	1965	21	93	
72A_196	2.19	0.127290	2.69	6.304052	4.32	0.359190	3.39	0.78	1978	29	2019	19	2061	24	98	
72A_197	2.32	0.124220	2.16	6.003344	3.46	0.350510	2.70	0.78	1937	23	1976	15	2018	19	98	
72A_198	2.56	0.119940	2.25	4.666834	3.46	0.282200	2.62	0.76	1602	19	1761	15	1955	20	91	

SJ-VC-72 A (Continuação)															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
72A_199	0.78	0.071918	6.28	0.989125	8.22	0.099750	5.31	0.65	613	16	698	21	984	64	88
72A_200	2.02	0.119090	2.44	4.356589	3.89	0.265320	3.03	0.78	1517	21	1704	16	1943	22	89

MAJF 14															
SPOT	Razões							Rho	Idades (Ma)						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
14_007	0.77	0.172260	2.42	7.736033	5.00	0.341343	4.37	0.87	1821	28	2203	18	2580	16	84
14_008	0.78	0.192720	2.52	13.170867	5.15	0.511227	4.49	0.87	2598	39	2693	20	2766	17	98
14_009	1.12	0.186420	2.43	10.680356	5.02	0.431104	4.39	0.88	2243	34	2497	19	2711	16	91
14_011	0.36	0.183243	2.48	10.119800	5.04	0.416131	4.39	0.87	2174	33	2447	19	2682	16	90
14_012	0.87	0.180519	2.42	9.593053	4.96	0.401022	4.33	0.87	2104	32	2398	18	2658	16	89
14_013	0.56	0.187610	2.45	11.652287	5.00	0.466037	4.36	0.87	2400	36	2578	19	2721	16	95
14_014	1.03	0.125160	2.48	5.615882	5.01	0.341294	4.35	0.87	1820	28	1921	18	2031	18	96
14_015	0.96	0.128580	2.62	6.540565	5.33	0.384773	4.64	0.87	2028	33	2053	19	2079	18	100
14_016	1.28	0.151710	2.82	4.664236	5.54	0.238697	4.77	0.86	1301	23	1764	19	2365	19	75
14_017	0.45	0.099580	2.39	1.956801	4.95	0.158612	4.34	0.88	865	14	1106	14	1616	18	79
14_019	0.65	0.123200	2.46	5.093232	4.97	0.315717	4.32	0.87	1695	27	1837	17	2003	17	94
14_020	0.99	0.177870	2.39	10.241502	4.90	0.433211	4.28	0.87	2252	33	2458	18	2633	16	93
14_028	1.26	0.192800	2.42	12.037490	4.94	0.468386	4.31	0.87	2410	36	2608	19	2766	16	94
14_029	0.78	0.170800	2.43	7.896385	4.98	0.350941	4.34	0.87	1867	29	2221	18	2565	16	85
14_030	1.95	0.187470	2.55	12.118059	5.24	0.484394	4.58	0.87	2481	39	2615	20	2720	17	96
14_031	0.71	0.172074	2.52	7.652914	5.03	0.338191	4.35	0.87	1805	28	2193	18	2578	17	84
14_033	1.67	0.192340	2.50	13.639106	5.18	0.529864	4.53	0.88	2677	41	2726	20	2762	16	100
14_034	0.47	0.108132	2.78	2.140835	5.27	0.159598	4.47	0.85	871	15	1167	15	1768	20	75
14_035	0.83	0.192410	2.53	13.613045	5.03	0.528694	4.35	0.86	2672	39	2724	19	2763	17	100
14_036	0.33	0.145180	2.48	4.790608	4.97	0.255071	4.31	0.87	1387	22	1786	17	2290	17	79
14_037	0.36	0.169930	2.46	7.961174	4.99	0.355426	4.34	0.87	1889	29	2228	18	2557	16	86
14_038	0.50	0.186320	2.67	11.532332	5.05	0.464491	4.29	0.85	2393	35	2568	19	2710	18	95
14_039	0.63	0.185330	2.46	10.857415	5.00	0.440480	4.35	0.87	2285	34	2512	19	2701	16	92
14_040	0.96	0.193160	2.61	13.002227	5.03	0.503765	4.29	0.85	2565	37	2681	19	2769	17	97
14_047	0.92	0.161558	2.87	5.970321	5.39	0.283693	4.56	0.85	1534	26	1974	19	2472	19	79
14_048	1.04	0.126690	2.51	6.052641	4.83	0.362357	4.13	0.86	1922	28	1986	17	2053	18	98
14_049	0.85	0.060420	3.23	0.799551	5.65	0.095976	4.63	0.82	591	11	597	10	619	28	100
14_050	1.83	0.191830	2.87	13.718719	5.20	0.534243	4.34	0.83	2696	39	2732	20	2758	19	100
14_051	0.94	0.187810	2.53	12.396132	4.97	0.494282	4.28	0.86	2524	37	2636	19	2723	17	97
14_052	0.61	0.191350	2.51	12.961094	5.00	0.506829	4.32	0.86	2579	38	2678	19	2754	16	98
14_053	0.88	0.181530	2.45	11.726848	4.92	0.484123	4.27	0.87	2480	36	2584	19	2667	16	97
14_054	0.80	0.183490	2.49	10.203630	4.97	0.418905	4.30	0.86	2187	33	2455	19	2685	16	91

MAJF 14 (Continuação)

SPOT	Razões							Rho	Idades (Ma)						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
14_055	0.86	0.061570	3.00	0.876150	5.33	0.103207	4.40	0.83	633	11	639	10	659	26	100
14_056	0.47	0.189380	2.49	12.610940	4.96	0.498535	4.29	0.86	2543	37	2652	19	2737	16	97
14_057	0.62	0.157340	2.46	6.172626	4.96	0.300222	4.30	0.87	1618	25	2003	18	2427	17	82
14_058	0.77	0.130939	2.47	5.938159	4.93	0.344745	4.27	0.87	1837	28	1969	17	2111	17	95
14_059	2.31	0.190700	2.50	12.153004	4.97	0.477772	4.29	0.86	2452	36	2617	19	2748	16	95
14_060	0.36	0.176670	2.48	8.562446	4.96	0.367123	4.30	0.87	1945	30	2294	18	2622	16	86
14_067	1.21	0.169990	2.47	7.670822	4.95	0.342918	4.29	0.87	1828	28	2195	18	2558	17	85
14_068	0.29	0.126250	2.50	5.834362	4.93	0.351028	4.26	0.86	1868	28	1954	17	2046	18	97
14_069	0.59	0.187210	2.47	12.525650	4.95	0.500836	4.29	0.87	2553	37	2646	19	2718	16	98
14_070	0.91	0.189090	2.51	11.729962	4.95	0.465487	4.27	0.86	2397	35	2584	19	2734	17	94
14_071	0.53	0.127391	4.65	6.368212	6.45	0.378413	4.47	0.69	1998	32	2030	23	2062	33	100
14_072	0.86	0.131910	2.46	7.180980	4.90	0.410650	4.24	0.86	2149	32	2136	18	2124	17	102
14_073	1.08	0.128350	3.37	6.525418	6.10	0.384580	5.09	0.83	2027	36	2051	22	2075	24	100
14_074	1.36	0.190850	2.59	13.727664	5.18	0.537249	4.48	0.87	2709	41	2732	20	2750	17	101
14_075	1.73	0.191610	2.58	13.703223	5.10	0.534252	4.40	0.86	2696	40	2730	20	2756	17	100
14_076	1.12	0.187730	2.53	12.064579	5.01	0.481677	4.32	0.86	2469	36	2611	19	2722	17	96
14_077	0.10	0.123480	2.69	5.323393	4.93	0.328554	4.13	0.84	1758	26	1875	17	2007	19	95
14_078	0.83	0.176870	2.50	8.811658	4.96	0.376944	4.29	0.86	1991	30	2320	18	2624	17	87
14_079	0.76	0.184239	2.93	12.293510	5.50	0.499531	4.66	0.85	2547	40	2628	21	2691	19	98
14_080	0.09	0.060560	2.60	0.812703	5.04	0.097330	4.32	0.86	599	10	604	9	624	22	100
14_087	2.17	0.191027	2.54	12.995734	4.98	0.508975	4.29	0.86	2588	37	2680	19	2751	17	98
14_088	0.09	0.104500	3.04	2.479711	5.61	0.188142	4.72	0.84	1029	19	1270	17	1706	22	82
14_089	0.69	0.192230	2.58	12.735874	4.98	0.496080	4.26	0.86	2532	37	2661	19	2761	17	97
14_090	1.25	0.125100	2.90	5.611182	5.13	0.341178	4.24	0.83	1820	28	1920	18	2030	21	96
14_091	0.69	0.193164	2.89	13.660017	5.39	0.528453	4.55	0.84	2671	41	2727	21	2769	19	100
14_092	0.53	0.182140	2.59	9.910213	4.99	0.410215	4.27	0.85	2147	32	2428	19	2672	17	90
14_093	1.89	0.193750	2.58	13.291952	5.02	0.513122	4.31	0.86	2606	38	2702	19	2774	17	98
14_094	0.04	0.059780	2.76	0.786779	5.16	0.095454	4.35	0.84	588	10	589	9	596	24	100
14_095	0.40	0.149098	2.62	5.031583	5.01	0.260484	4.28	0.85	1415	22	1827	17	2336	18	79
14_097	0.02	0.060550	2.93	0.815313	5.25	0.097658	4.36	0.83	601	10	605	10	623	25	100
14_098	1.09	0.182170	2.57	9.846293	4.98	0.407605	4.27	0.86	2135	32	2422	19	2673	17	90
14_099	2.06	0.192773	3.67	13.024424	5.70	0.505582	4.36	0.77	2573	38	2683	22	2766	24	97

MAJF 16															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
16_100	1.21	0.060252	3.30	0.776302	5.52	0.093445	4.43	0.80	576	10	583	10	613	29	99
16_107	1.38	0.064320	3.93	0.939174	6.19	0.105901	4.79	0.77	649	12	672	12	752	33	96
16_108	0.66	0.117730	3.12	5.660634	5.70	0.348720	4.77	0.84	1928	32	1925	20	1922	22	100
16_109	0.95	0.117245	2.94	5.399914	5.42	0.334035	4.55	0.84	1858	29	1885	19	1915	24	98
16_110	0.23	0.114940	2.78	5.086813	5.18	0.320977	4.37	0.84	1794	27	1834	18	1879	20	98
16_111	1.83	0.118450	3.29	5.367157	5.91	0.328631	4.91	0.83	1832	31	1880	20	1933	24	97
16_112	0.36	0.057760	3.68	0.737474	6.16	0.092602	4.94	0.80	571	11	561	11	521	32	102
16_113	0.37	0.057639	3.48	0.728906	6.04	0.091718	4.93	0.82	566	11	556	10	516	31	102
16_114	1.81	0.117330	3.03	5.604515	5.57	0.346440	4.68	0.84	1918	31	1917	19	1916	22	100
16_115	1.20	0.119170	2.73	6.089175	5.17	0.370587	4.39	0.85	2032	31	1989	18	1944	20	102
16_116	2.40	0.121240	2.74	6.469649	5.21	0.387020	4.43	0.85	2109	32	2042	18	1975	20	103
16_117	1.48	0.115951	5.27	5.621660	7.34	0.351633	5.12	0.70	1942	34	1919	26	1895	38	101
16_119	1.03	0.115503	3.16	5.139720	5.72	0.322734	4.76	0.83	1803	30	1843	20	1888	23	98
16_120	0.63	0.117530	2.66	5.643531	5.13	0.348258	4.38	0.86	1926	29	1923	18	1919	19	100
16_127	0.72	0.118000	3.07	5.686364	5.57	0.349503	4.64	0.83	1932	31	1929	19	1926	22	100
16_128	0.51	0.117559	3.56	5.668709	5.93	0.349724	4.74	0.80	1933	32	1927	21	1919	26	100
16_129	0.58	0.117510	2.74	5.457365	5.21	0.336827	4.43	0.85	1871	29	1894	18	1919	20	99
16_130	0.63	0.117711	3.13	5.446344	5.68	0.335571	4.74	0.83	1865	31	1892	20	1922	22	98
16_131	0.85	0.116650	3.41	5.159906	5.90	0.320816	4.82	0.82	1794	30	1846	20	1906	24	97
16_132	0.66	0.116950	3.12	5.642405	5.62	0.349915	4.68	0.83	1934	31	1923	20	1910	22	100
16_133	2.28	0.125280	2.89	6.427574	5.37	0.372104	4.52	0.84	2039	32	2036	19	2033	20	100
16_135	0.16	0.131370	2.66	5.704233	5.04	0.314920	4.27	0.85	1765	26	1932	18	2116	19	91
16_136	2.15	0.119080	2.94	6.091998	5.42	0.371039	4.55	0.84	2034	32	1989	19	1942	21	102
16_138	0.21	0.114180	3.77	4.869901	5.88	0.309335	4.51	0.77	1737	27	1797	20	1867	27	97
16_139	2.47	0.120210	3.95	6.198754	6.44	0.373992	5.09	0.79	2048	36	2004	23	1959	28	102
16_140	0.90	0.117620	3.17	5.626187	5.43	0.346922	4.42	0.81	1920	29	1920	19	1920	23	100
16_147	1.48	0.118500	3.06	6.022609	5.60	0.368608	4.69	0.84	2023	33	1979	20	1934	22	102
16_148	0.89	0.117188	3.51	5.381052	6.06	0.333030	4.95	0.82	1853	32	1882	21	1914	25	98
16_149	1.90	0.120860	3.21	5.975837	5.59	0.358604	4.58	0.82	1976	31	1972	20	1969	23	100
16_150	1.36	0.116220	2.82	5.743357	5.15	0.358413	4.32	0.84	1975	29	1938	18	1899	20	102
16_151	0.57	0.129470	2.78	6.876724	5.20	0.385222	4.39	0.84	2101	31	2096	19	2091	20	100
16_152	0.46	0.117450	2.70	5.630255	5.10	0.347675	4.32	0.85	1923	29	1921	18	1918	19	100

MAJF 16 (Continuação)

SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
16_153	2.72	0.123010	2.93	6.167665	5.43	0.363646	4.57	0.84	1999	31	2000	19	2000	21	100
16_154	0.82	0.117330	2.73	5.634414	5.11	0.348288	4.33	0.85	1926	29	1921	18	1916	20	100
16_155	1.69	0.120711	4.42	6.620986	6.56	0.397808	4.85	0.74	2159	36	2062	23	1967	32	104
16_156	1.63	0.116240	2.99	5.094601	5.47	0.317873	4.58	0.84	1779	28	1835	19	1899	21	97
16_157	2.03	0.121250	3.77	6.661954	6.45	0.398491	5.23	0.81	2162	38	2068	23	1975	27	104
16_158	1.20	0.117650	3.25	5.657277	5.81	0.348750	4.81	0.83	1929	32	1925	20	1921	23	100
16_159	1.11	0.110718	3.21	6.219315	5.36	0.407401	4.29	0.80	2203	32	2007	19	1811	23	110
16_160	2.35	0.116931	3.34	5.634665	5.85	0.349493	4.80	0.82	1932	32	1921	20	1910	24	100
16_167	0.76	0.116870	2.99	5.334087	5.42	0.331021	4.52	0.83	1843	29	1874	19	1909	22	98
16_168	0.47	0.117420	3.30	5.651909	5.81	0.349102	4.78	0.82	1930	32	1924	20	1917	24	100
16_170	0.34	0.117700	3.72	5.637023	5.95	0.347354	4.64	0.78	1922	31	1922	21	1922	27	100
16_171	1.32	0.122140	2.91	6.108481	5.36	0.362722	4.50	0.84	1995	31	1991	19	1988	21	100
16_172	0.19	0.114231	2.80	4.741717	5.18	0.301058	4.35	0.84	1697	26	1775	18	1868	20	95
16_175	1.48	0.118137	3.61	5.634551	5.97	0.345917	4.75	0.80	1915	31	1921	21	1928	26	99
16_176	1.08	0.117350	3.92	5.669017	6.09	0.350367	4.66	0.77	1936	31	1927	21	1916	28	100
16_177	1.63	0.114280	2.78	4.654167	5.18	0.295373	4.37	0.84	1668	26	1759	17	1869	20	95
16_178	2.56	0.117152	3.95	5.665787	6.53	0.350759	5.19	0.80	1938	35	1926	23	1913	28	100
16_179	1.41	0.117685	3.88	5.567666	6.14	0.343125	4.75	0.77	1902	31	1911	21	1921	28	99
16_180	1.87	0.120030	3.15	5.874455	5.65	0.354958	4.70	0.83	1958	32	1957	20	1957	22	100
16_187	2.37	0.118220	3.26	5.490165	5.79	0.336816	4.79	0.83	1871	31	1899	19	1929	23	99
16_188	0.79	0.111740	3.11	4.154975	5.60	0.269686	4.65	0.83	1539	29	1665	18	1828	23	93
16_189	1.94	0.116610	3.11	5.108547	5.49	0.317732	4.53	0.82	1779	36	1838	23	1905	22	97
16_190	1.64	0.119468	4.33	6.461525	6.58	0.392269	4.95	0.75	2133	28	2041	19	1948	31	105
16_191	0.67	0.115070	2.91	4.772719	5.28	0.300817	4.40	0.83	1695	38	1780	23	1881	21	95
16_192	2.25	0.115850	2.96	4.809364	5.38	0.301086	4.50	0.84	1697	32	1787	20	1893	21	95
16_193	1.94	0.118520	3.31	5.374759	5.84	0.328902	4.81	0.82	1833	32	1881	19	1934	24	98
16_195	0.66	0.113890	2.83	4.444565	5.17	0.283036	4.33	0.84	1607	9	1721	9	1862	20	94
16_196	0.39	0.117950	2.82	5.343082	5.16	0.328543	4.32	0.84	1831	9	1876	9	1925	20	98
16_197	1.79	0.118590	3.39	5.380864	5.92	0.329081	4.86	0.82	1834	11	1882	10	1935	24	98
16_198	1.19	0.118500	3.84	5.569534	6.18	0.340878	4.85	0.78	1891	11	1911	11	1934	27	99
16_200	1.47	0.114940	3.24	4.710055	5.70	0.297203	4.69	0.82	1677	6	1769	6	1879	23	95
16_207	0.53	0.110310	2.83	3.765953	5.22	0.247605	4.38	0.84	1426	196	1586	73	1805	21	90
16_208	1.94	0.120526	4.06	5.898678	6.60	0.354955	5.21	0.79	1958	21	1961	17	1964	29	100

MAJF 16 (Continuação)

SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
16_211	1.68	0.117513	5.11	5.593488	6.87	0.345219	4.59	0.67	1912	26	1915	17	1919	37	100
16_212	1.21	0.066822	4.51	0.939444	6.76	0.101965	5.03	0.74	626	35	673	23	832	38	93
16_213	0.62	0.115330	2.90	4.583557	5.26	0.288243	4.39	0.83	1633	31	1746	21	1885	21	94
16_215	1.41	0.117850	3.32	5.564080	5.63	0.342421	4.55	0.81	1898	9	1911	9	1924	24	100
16_216	1.90	0.123237	9.31	5.781679	11.27	0.340261	6.35	0.56	1888	9	1944	9	2004	66	97
16_217	0.64	0.117960	3.52	5.443763	5.68	0.334706	4.46	0.79	1861	12	1892	12	1926	25	99
16_218	2.76	0.121950	4.08	5.916827	6.62	0.351889	5.22	0.79	1944	12	1964	12	1985	29	99
16_219	0.73	0.118515	4.21	5.945052	6.52	0.363816	4.97	0.76	2000	6	1968	6	1934	30	102
16_220	0.54	0.118270	3.11	5.888286	5.45	0.361088	4.48	0.82	1987	6	1960	7	1930	22	102
16_228	0.77	0.117430	3.41	5.367078	5.71	0.331480	4.58	0.80	1846	21	1880	16	1917	24	98
16_230	0.72	0.117550	3.40	5.587975	5.83	0.344771	4.74	0.81	1910	28	1914	18	1919	24	100
16_232	1.84	0.113885	3.76	4.653698	6.06	0.296367	4.75	0.78	1673	32	1759	22	1862	27	95
16_233	1.77	0.118010	4.11	5.536785	6.73	0.340281	5.32	0.79	1888	17	1906	16	1926	29	99

MRVC 23A															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
23A_097	1.25	0.124460	2.53	6.02631	5.43	0.354338	4.81	0.73	1946	32	1983	19	2021	18	98
23A_098	0.67	0.057390	3.62	0.73894	6.14	0.097911	4.97	0.66	590	11	573	11	507	32	103
23A_099	1.14	0.124991	2.60	6.09339	5.50	0.356734	4.85	0.73	1957	33	1992	19	2029	18	98
23A_100	1.15	0.119081	2.54	4.44643	5.44	0.274029	4.81	0.73	1551	27	1725	18	1942	18	90
23A_107	0.46	0.116880	2.67	3.95601	5.56	0.248721	4.88	0.73	1422	25	1629	18	1909	19	87
23A_108	0.80	0.121520	2.53	5.59753	5.44	0.337271	4.82	0.74	1864	31	1919	19	1979	18	97
23A_109	0.99	0.125460	2.59	6.36751	5.50	0.371254	4.85	0.73	2026	34	2031	19	2035	18	100
23A_110	1.11	0.119505	4.90	4.89043	7.08	0.300010	5.11	0.57	1681	30	1804	24	1949	35	93
23A_111	1.02	0.119560	2.55	4.99516	5.46	0.306227	4.83	0.73	1712	29	1822	19	1950	18	94
23A_112	1.03	0.123680	2.59	5.83007	5.47	0.345053	4.82	0.73	1901	32	1954	19	2010	18	97
23A_113	0.97	0.121250	2.66	5.22816	5.52	0.315923	4.84	0.73	1760	30	1860	19	1975	19	94
23A_114	1.07	0.123700	2.61	6.02667	5.49	0.356524	4.84	0.73	1956	33	1983	19	2010	19	99
23A_115	0.61	0.122660	2.61	5.59037	5.50	0.333732	4.84	0.73	1847	31	1918	19	1995	19	96
23A_116	1.07	0.120281	2.65	5.13102	5.52	0.312594	4.85	0.73	1744	30	1845	19	1960	19	94
23A_117	0.73	0.122880	2.52	5.64783	5.43	0.336529	4.81	0.74	1860	31	1926	19	1998	18	96
23A_118	1.02	0.119990	2.58	5.20066	5.48	0.317558	4.83	0.73	1768	30	1856	19	1956	18	95
23A_119	1.16	0.124410	2.59	5.96316	5.49	0.350798	4.84	0.73	1929	32	1973	19	2020	18	98
23A_120	0.71	0.122274	2.64	5.49175	5.52	0.328929	4.85	0.73	1823	31	1902	19	1990	19	96
23A_127	0.98	0.120670	2.57	5.37272	5.47	0.326121	4.83	0.73	1810	30	1884	19	1966	18	96
23A_128	0.87	0.123260	2.62	5.84940	5.51	0.347359	4.85	0.73	1912	32	1957	19	2004	19	98
23A_129	0.98	0.127080	2.60	6.55189	5.49	0.377070	4.84	0.73	2053	34	2056	20	2058	18	100
23A_130	0.83	0.128391	2.69	6.71592	5.55	0.382504	4.85	0.72	2079	35	2077	20	2076	19	100
23A_131	1.01	0.121390	2.59	5.28758	5.48	0.319112	4.82	0.73	1776	30	1870	19	1977	18	95
23A_132	1.09	0.121290	2.66	4.99311	5.53	0.301765	4.85	0.73	1690	29	1822	19	1975	19	93
23A_133	0.22	0.096229	2.60	2.12171	5.47	0.163419	4.81	0.73	965	17	1162	15	1552	20	83
23A_134	0.97	0.122480	2.57	5.36064	5.47	0.320616	4.83	0.73	1783	30	1882	19	1993	18	95
23A_135	0.98	0.127400	2.59	6.61987	5.42	0.379998	4.76	0.73	2067	34	2065	19	2062	18	100
23A_136	0.90	0.125022	2.59	5.95976	5.48	0.348893	4.83	0.73	1920	32	1973	19	2029	18	97
23A_137	1.40	0.121740	2.57	5.54374	5.47	0.333461	4.83	0.73	1845	31	1911	19	1982	18	96
23A_138	0.82	0.123370	2.61	5.97593	5.49	0.354488	4.84	0.73	1946	33	1975	19	2006	19	98
23A_139	0.88	0.121090	2.60	5.48424	5.49	0.331676	4.84	0.73	1837	31	1901	19	1972	19	97
23A_140	1.01	0.125750	2.64	6.26127	5.53	0.364275	4.86	0.73	1993	33	2016	20	2039	19	99

MRVC 23A (Continuação)															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
23A_147	0.94	0.125162	2.60	6.26234	5.49	0.366040	4.83	0.73	2001	33	2016	19	2031	18	99
23A_148	1.23	0.122940	2.62	5.72946	5.50	0.341182	4.83	0.73	1883	32	1939	19	1999	19	97
23A_149	1.17	0.120170	2.79	5.00380	5.52	0.305204	4.76	0.71	1707	29	1823	19	1959	20	94
23A_150	1.03	0.126407	4.76	6.25756	6.94	0.362179	5.05	0.58	1983	35	2015	25	2049	34	98
23A_151	1.46	0.123897	4.82	5.93455	6.99	0.350568	5.06	0.57	1928	34	1969	25	2013	34	98
23A_152	0.99	0.125498	2.69	6.25026	5.55	0.364365	4.86	0.72	1993	33	2014	20	2036	19	99
23A_153	0.75	0.121190	2.62	5.07945	5.49	0.307180	4.83	0.73	1717	29	1836	19	1974	19	93
23A_154	0.77	0.123130	2.64	5.50053	5.50	0.327174	4.83	0.73	1815	31	1904	19	2002	19	95
23A_155	1.24	0.120822	2.65	5.26608	5.54	0.319313	4.87	0.73	1777	30	1867	19	1968	19	95

MAJF – 25															
SPOT	Razões							Rho	Idades					Concordance	
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2s
045std.exp	0.14	0.131944	0.98	6.224446	2.63	0.342144	2.44	0.93	1897	40	2008	23	2124	17	89
046std.exp	0.19	0.136729	0.81	6.406056	2.11	0.339804	1.95	0.92	1886	32	2033	19	2186	14	86
047std.exp	0.13	0.120244	2.16	3.769706	4.90	0.227375	4.40	0.90	1321	53	1586	40	1960	39	67
048std.exp	0.20	0.132482	0.91	5.272397	1.77	0.288637	1.52	0.86	1635	22	1864	15	2131	16	77
049std.exp	0.17	0.134716	0.98	5.761909	3.22	0.310203	3.07	0.95	1742	47	1941	28	2160	17	81
050std.exp	0.14	0.122884	3.28	3.521426	6.04	0.207836	5.07	0.84	1217	56	1532	49	1999	58	61
052std.exp	0.02	0.079936	3.06	1.229085	4.62	0.111516	3.47	0.75	682	22	814	26	1195	60	57
053std.exp	0.31	0.140888	0.68	7.157738	1.31	0.368468	1.13	0.86	2022	20	2131	12	2238	12	90
054std.exp	0.24	0.138900	0.93	6.952104	1.60	0.363004	1.30	0.81	1996	22	2105	14	2214	16	90
055std.exp	0.23	0.134149	0.92	5.539215	2.02	0.299474	1.80	0.89	1689	27	1907	18	2153	16	78
056std.exp	0.31	0.141918	0.84	7.221618	1.46	0.369058	1.19	0.82	2025	21	2139	13	2251	14	90
057std.exp	0.02	0.094380	6.03	1.809535	9.01	0.139054	6.69	0.74	839	53	1049	61	1516	114	55
058std.exp	0.22	0.138195	0.78	6.657721	1.39	0.349407	1.15	0.83	1932	19	2067	12	2205	14	88
059std.exp	0.05	0.112764	1.60	3.008982	2.95	0.19353	2.48	0.84	1140	26	1410	23	1844	29	62
060std.exp	0.07	0.125665	0.99	4.721673	2.15	0.27251	1.91	0.89	1554	26	1771	18	2038	17	76
065std.exp	0.08	0.118812	0.96	4.047310	2.48	0.24706	2.29	0.92	1423	29	1644	20	1938	17	73
066std.exp	0.02	0.075758	5.19	1.127098	7.81	0.107903	5.83	0.75	661	37	766	43	1089	104	61
067std.exp	0.27	0.137966	0.80	6.384916	1.72	0.335645	1.53	0.89	1866	25	2030	15	2202	14	85
068std.exp	0.03	0.117821	4.23	3.771110	4.43	0.232138	1.31	0.30	1346	16	1587	36	1923	76	70
069std.exp	0.11	0.127599	1.10	4.986966	2.98	0.283456	2.76	0.93	1609	39	1817	25	2065	19	78
070std.exp	0.23	0.123067	0.88	4.230958	1.70	0.249341	1.45	0.85	1435	19	1680	14	2001	16	72
071std.exp	0.01	0.071089	5.95	1.018887	8.67	0.103949	6.30	0.73	638	38	713	45	960	122	66
072std.exp	0.31	0.141629	0.89	7.498485	1.51	0.383991	1.22	0.81	2095	22	2173	14	2247	15	93
073std.exp	0.07	0.118530	1.87	3.700340	3.47	0.226418	2.93	0.84	1316	35	1571	28	1934	33	68
074std.exp	0.14	0.133953	0.90	6.126121	1.64	0.33169	1.37	0.84	1847	22	1994	14	2150	16	86
077std.exp	0.27	0.134535	0.84	5.812934	1.64	0.313372	1.41	0.86	1757	22	1948	14	2158	15	81
078std.exp	0.26	0.134392	0.88	5.378947	1.79	0.290285	1.56	0.87	1643	23	1882	15	2156	15	76
079std.exp	0.09	0.075811	2.75	1.084783	4.09	0.103778	3.03	0.74	637	18	746	22	1090	55	58
080std.exp	0.26	0.138408	0.84	6.804745	1.78	0.356573	1.57	0.88	1966	27	2086	16	2207	15	89
075std.exp	0.04	0.099274	1.57	2.232795	2.92	0.163122	2.46	0.84	974	22	1191	21	1611	29	60
076std.exp	0.03	0.109742	5.12	2.850554	7.17	0.188389	5.02	0.70	1113	52	1369	55	1795	93	62

MAJF – 25 (Continuação)

SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
045Bstd.exp	0.28	0.139975	0.91	7.341164	3.92	0.380377	3.81	0.97	2078	68	2154	36	2227	16	93
046Bstd.exp	0.02	0.089385	2.05	1.733936	4.51	0.140691	4.02	0.89	849	32	1021	29	1412	39	60
048Bstd.exp	0.30	0.140713	0.77	7.540755	3.98	0.388667	3.90	0.98	2117	71	2178	36	2236	13	95
049Bstd.exp	0.19	0.144191	1.50	7.494796	4.50	0.376981	4.25	0.94	2062	75	2172	41	2278	26	91
050Bstd.exp	0.23	0.132275	0.74	5.513584	3.85	0.302312	3.78	0.98	1703	57	1903	34	2128	13	80
051Bstd.exp	0.17	0.119358	4.75	4.009842	9.12	0.243654	7.78	0.85	1406	99	1636	77	1947	85	72
052Bstd.exp	0.27	0.138141	0.92	6.864097	4.39	0.360378	4.29	0.98	1984	74	2094	40	2204	16	90
054Bstd.exp	0.40	0.139545	0.98	7.215887	3.96	0.375038	3.84	0.97	2053	68	2138	36	2222	17	92

MAJF - 32

SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
006std.exp	0.07	0.060938	0.86	0.761647	1.34	0.09064935	1.03	0.77	559	5	575	6	637	18	88
007std.exp	0.07	0.109655	1.84	2.959181	5.42	0.19572257	5.10	0.94	1152	54	1397	42	1794	34	64
008std.exp	0.37	0.128656	0.88	4.171687	1.82	0.23516943	1.59	0.88	1362	20	1668	15	2080	15	65
009std.exp	0.07	0.060312	0.85	0.789475	1.79	0.09493616	1.57	0.88	585	9	591	8	615	18	95
010std.exp	0.04	0.059771	0.79	0.733618	1.36	0.08901836	1.11	0.82	550	6	559	6	595	17	92
012std.exp	0.43	0.097592	2.10	2.740702	3.89	0.20367944	3.28	0.84	1195	36	1340	29	1579	39	76
014std.exp	0.08	0.061330	1.58	0.807784	2.45	0.09552576	1.88	0.77	588	11	601	11	651	34	90
015std.exp	0.22	0.131077	0.85	5.905285	2.32	0.32674722	2.17	0.93	1823	34	1962	20	2112	15	86
016std.exp	0.17	0.071476	10.05	0.966065	11.88	0.09802679	6.35	0.53	603	37	686	61	971	205	62
017std.exp	0.04	0.059738	1.22	0.723454	1.71	0.08783273	1.20	0.70	543	6	553	7	594	26	91
018std.exp	0.09	0.080463	5.08	1.287540	8.88	0.11605549	7.28	0.82	708	49	840	52	1208	100	59
019std.exp	0.45	0.136023	0.72	7.016456	1.38	0.37411532	1.18	0.85	2049	21	2114	12	2177	13	94
020std.exp	0.18	0.124399	1.79	4.325341	5.08	0.25217526	4.76	0.94	1450	62	1698	43	2020	32	72
025std.exp	0.16	0.110056	3.29	2.875993	6.55	0.18952801	5.66	0.86	1119	58	1376	51	1800	60	62
026std.exp	0.09	0.059975	0.72	0.776693	1.73	0.0939248	1.57	0.91	579	9	584	8	603	16	96
027std.exp	0.19	0.135818	0.74	6.072643	1.31	0.32427827	1.08	0.82	1811	17	1986	11	2175	13	83
028std.exp	0.31	0.131597	1.74	5.097570	4.42	0.28094255	4.07	0.92	1596	58	1836	38	2119	30	75
029std.exp	0.18	0.106707	4.81	1.640183	8.55	0.1114807	7.07	0.83	681	46	986	55	1744	88	39
030std.exp	0.27	0.129318	1.47	5.110884	4.51	0.28663963	4.26	0.95	1625	61	1838	39	2089	26	78
031std.exp	0.27	0.122823	1.27	4.224331	2.56	0.24944659	2.23	0.87	1436	29	1679	21	1998	23	72
033std.exp	0.19	0.122538	0.88	4.352950	2.48	0.25764003	2.32	0.93	1478	31	1703	21	1993	16	74
034std.exp	0.10	0.114162	3.45	3.607732	7.88	0.22919843	7.09	0.90	1330	86	1551	65	1867	62	71
035std.exp	0.31	0.133729	1.20	6.260902	2.69	0.33955489	2.41	0.90	1885	40	2013	24	2148	21	88
036std.exp	0.22	0.135199	1.10	6.114727	3.49	0.32802167	3.31	0.95	1829	53	1992	31	2167	19	84
037std.exp	0.08	0.059716	0.95	0.757775	1.45	0.09203462	1.10	0.75	568	6	573	6	593	21	96
038std.exp	0.05	0.081331	7.42	1.303860	13.87	0.11627214	11.72	0.84	709	79	847	83	1229	146	58
039std.exp	0.02	0.133296	3.69	6.416338	3.98	0.3491148	1.48	0.37	1930	25	2035	36	2142	65	90
040std.exp	0.07	0.134126	2.45	6.364426	2.75	0.3441473	1.25	0.45	1907	21	2027	24	2153	43	89
031Bstd.exp	0.09	0.102503	9.00	1.565555	12.37	0.11077237	8.48	0.69	677	55	957	80	1670	166	41
032Bstd.exp	0.72	0.135099	0.62	6.502719	3.80	0.34909412	3.75	0.99	1930	63	2046	34	2165	11	89

033Bstd.exp	0.26	0.136026	0.84	6.701091	3.86	0.35729179	3.76	0.98	1969	64	2073	35	2177	15	90
MAJF – 32 (Continuação)															
	Razões								Idades						
SPOT	Th/U	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	2s (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	2s (%)	²⁰⁶Pb/²³⁸U	2s (%)	Rho	²⁰⁶Pb/²³⁸U	2s	²⁰⁷Pb/²³⁵U	2s	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	2s	Concordance
034Bstd.exp	0.43	0.142181	2.30	4.782210	6.27	0.24394237	5.84	0.93	1407	74	1782	54	2254	40	62
036Bstd.exp	0.07	0.202115	3.63	9.151197	7.91	0.32838156	7.03	0.89	1831	113	2353	75	2843	59	64
037Bstd.exp	0.35	0.058528	4.47	0.684127	4.14	0.08477575	3.87	0.94	525	20	529	17	550	32	95
038Bstd.exp	0.07	0.068345	6.10	0.909410	11.40	0.09650541	9.64	0.84	594	55	657	57	879	126	68
039Bstd.exp	0.22	0.133820	3.95	3.894443	10.32	0.21106895	9.54	0.92	1235	108	1613	87	2149	69	57
040Bstd.exp	0.05	0.087573	3.78	1.414153	6.75	0.11711816	5.59	0.83	714	38	895	41	1373	73	52

MAJF – 28															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
045std.exp	0.26	0.136623	0.76	7.073898	1.67	0.375521	1.49	0.89	2055	26	2121	15	2185	13	94
046std.exp	0.26	0.131643	11.07	7.539120	11.23	0.415356	1.85	0.17	2239	35	2178	106	2120	194	106
047std.exp	0.04	0.119073	4.38	5.124077	4.63	0.312104	1.51	0.33	1751	23	1840	40	1942	78	90
048std.exp	0.20	0.128553	0.65	5.096338	2.41	0.287525	2.32	0.96	1629	34	1835	21	2078	12	78
049std.exp	0.18	0.124840	2.68	4.534829	7.82	0.263455	7.35	0.94	1507	100	1737	67	2027	47	74
050std.exp	0.22	0.121460	0.39	5.212485	1.73	0.31125	1.68	0.97	1747	26	1855	15	1978	7	88
055std.exp	0.39	0.123144	0.89	4.784665	2.91	0.281798	2.77	0.95	1600	39	1782	25	2002	16	80
056std.exp	0.19	0.134904	1.20	6.812663	1.95	0.36626	1.53	0.79	2012	27	2087	17	2163	21	93
057std.exp	0.27	0.130844	0.50	6.019850	1.88	0.333681	1.81	0.96	1856	29	1979	16	2109	9	88
058std.exp	0.40	0.135988	0.54	6.987984	2.14	0.372693	2.07	0.97	2042	36	2110	19	2177	9	94
059std.exp	0.21	0.136114	0.82	6.767984	2.09	0.360624	1.92	0.92	1985	33	2082	19	2178	14	91
060std.exp	0.21	0.144651	2.73	6.022630	6.18	0.301969	5.55	0.90	1701	83	1979	55	2284	47	74
065std.exp	0.08	0.108649	6.65	2.697991	16.70	0.1801	15.32	0.92	1068	152	1328	132	1777	121	60
066std.exp	0.31	0.133571	0.47	6.584634	2.01	0.357536	1.96	0.97	1970	33	2057	18	2145	8	92
067std.exp	0.12	0.118080	3.81	4.367462	8.22	0.268257	7.28	0.89	1532	100	1706	70	1927	68	79
068std.exp	0.23	0.134472	1.01	6.364099	2.47	0.343245	2.26	0.91	1902	37	2027	22	2157	18	88
069std.exp	0.16	0.134491	1.61	6.604014	2.20	0.356134	1.50	0.68	1964	25	2060	20	2157	28	91
070std.exp	0.26	0.127536	5.57	4.974092	7.69	0.282865	5.31	0.69	1606	76	1815	67	2064	98	78
075std.exp	0.14	0.131193	3.48	5.818918	3.81	0.321685	1.57	0.41	1798	25	1949	34	2114	61	85
076std.exp	0.15	0.139574	1.00	6.896512	3.13	0.358362	2.96	0.95	1974	51	2098	28	2222	17	89
078std.exp	0.31	0.127892	1.19	5.526624	3.20	0.313413	2.97	0.93	1757	46	1905	28	2069	21	85
079std.exp	0.20	0.132671	0.99	6.431672	2.24	0.351597	2.01	0.90	1942	34	2037	20	2134	17	91
080std.exp	0.32	0.123613	0.93	5.680845	1.94	0.333308	1.70	0.88	1854	27	1928	17	2009	17	92

CMH 01															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
079std.exp	0.36	0.130458	1.01	6.883510	1.52	0.382683	1.14	0.75	2089	20	2097	14	2104	18	99
071std.exp	0.38	0.131917	0.63	6.800720	1.35	0.373897	1.19	0.88	2048	21	2086	12	2124	11	96
077std.exp	0.34	0.131825	0.81	6.364382	1.63	0.350153	1.41	0.87	1935	24	2027	14	2122	14	91
065std.exp	0.32	0.132183	0.69	6.341071	1.59	0.347924	1.44	0.90	1925	24	2024	14	2127	12	90
076std.exp	0.32	0.130448	0.70	6.174911	1.82	0.343314	1.68	0.92	1903	28	2001	16	2104	12	90
076std.exp	0.26	0.129251	0.83	6.005743	1.53	0.337001	1.29	0.84	1872	21	1977	13	2088	15	90
070std.exp	0.30	0.131005	0.61	6.160757	1.52	0.341071	1.39	0.91	1892	23	1999	13	2111	11	90
077std.exp	0.35	0.131094	0.64	6.024600	1.57	0.333306	1.43	0.91	1854	23	1979	14	2113	11	88
068std.exp	0.25	0.129146	0.64	5.821268	1.67	0.326916	1.54	0.92	1823	25	1950	15	2086	11	87
075std.exp	0.30	0.130509	0.92	5.926791	2.99	0.329365	2.85	0.95	1835	46	1965	26	2105	16	87
085std.exp	0.38	0.131231	0.74	5.989794	1.49	0.331034	1.30	0.87	1843	21	1974	13	2115	13	87
091std.exp	0.23	0.131401	0.49	5.987290	1.55	0.330468	1.47	0.95	1841	24	1974	14	2117	9	87
060std.exp	0.28	0.131862	0.71	6.023541	1.57	0.331308	1.40	0.89	1845	23	1979	14	2123	12	87
074std.exp	0.12	0.140835	4.67	6.779131	6.77	0.34911	4.91	0.72	1930	82	2083	62	2237	81	86
089std.exp	0.19	0.127238	0.68	5.548592	1.58	0.316274	1.43	0.90	1772	22	1908	14	2060	12	86
056std.exp	0.34	0.129910	0.65	5.656171	1.71	0.315776	1.58	0.92	1769	24	1925	15	2097	11	84
093std.exp	0.23	0.128775	0.90	5.554529	1.72	0.312835	1.46	0.85	1755	22	1909	15	2081	16	84
086std.exp	0.34	0.130838	0.53	5.723955	1.47	0.317293	1.37	0.93	1776	21	1935	13	2109	9	84
067std.exp	0.22	0.123566	1.07	4.923289	2.94	0.288971	2.74	0.93	1636	40	1806	25	2008	19	81
068std.exp	0.10	0.125203	0.84	5.003747	2.40	0.289855	2.25	0.94	1641	33	1820	21	2032	15	81
055std.exp	0.05	0.120499	0.67	4.618005	1.71	0.277952	1.57	0.92	1581	22	1753	14	1964	12	81
069std.exp	0.10	0.123524	0.91	4.841554	3.02	0.284271	2.88	0.95	1613	41	1792	26	2008	16	80
071std.exp	0.04	0.125083	10.39	4.899169	11.74	0.284068	5.47	0.47	1612	78	1802	104	2030	184	79
069std.exp	0.10	0.125895	0.56	4.947076	1.62	0.284996	1.52	0.94	1616	22	1810	14	2041	10	79
049std.exp	0.45	0.127718	0.73	5.082351	1.87	0.28861	1.73	0.92	1635	25	1833	16	2067	13	79
048std.exp	0.16	0.127681	1.25	5.074378	1.96	0.288241	1.51	0.77	1633	22	1832	17	2066	22	79
058std.exp	0.21	0.126932	0.83	4.938504	2.42	0.282178	2.27	0.94	1602	32	1809	21	2056	15	78
078std.exp	0.25	0.135497	2.42	5.572124	3.28	0.298257	2.21	0.67	1683	33	1912	29	2170	42	78
073std.exp	0.34	0.125766	0.75	4.769342	1.83	0.275038	1.67	0.91	1566	23	1780	15	2040	13	77
074std.exp	0.10	0.122053	0.69	4.470923	2.96	0.265673	2.87	0.97	1519	39	1726	25	1986	12	76
045std.exp	0.23	0.123383	0.60	4.566598	2.63	0.268433	2.56	0.97	1533	35	1743	22	2006	11	76
047std.exp	0.40	0.127959	0.64	4.884727	1.66	0.276865	1.53	0.92	1576	21	1800	14	2070	11	76

CMH 01 (Continuação)

SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
054std.exp	0.51	0.121706	2.34	4.302766	4.33	0.25641	3.64	0.84	1471	48	1694	36	1981	42	74
080std.exp	0.26	0.120063	12.04	4.166002	12.45	0.251656	3.15	0.25	1447	41	1667	107	1957	215	74
052std.exp	0.24	0.125689	1.06	4.564285	2.51	0.263374	2.28	0.91	1507	31	1743	21	2039	19	74
059std.exp	0.23	0.125581	0.74	4.546359	2.33	0.262566	2.21	0.95	1503	30	1739	20	2037	13	74
050std.exp	0.19	0.124649	0.71	4.477100	1.59	0.260499	1.42	0.89	1492	19	1727	13	2024	13	74
053std.exp	0.10	0.120358	2.38	4.041805	4.42	0.243555	3.73	0.84	1405	47	1643	37	1962	42	72
079std.exp	0.28	0.118853	12.27	3.796114	13.44	0.231648	5.49	0.41	1343	67	1592	114	1939	219	69
066std.exp	0.08	0.123209	5.16	4.067869	5.47	0.239455	1.82	0.33	1384	23	1648	46	2003	92	69
057std.exp	0.17	0.119910	0.77	3.760591	3.02	0.227457	2.92	0.97	1321	35	1584	25	1955	14	68
087std.exp	0.07	0.133759	3.59	4.439300	4.62	0.240708	2.91	0.63	1390	36	1720	39	2148	63	65

CMH 39															
SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
005std.exp	0.03	0.091544	1.65	1.495068	4.77	0.118448	4.47	0.94	722	31	928	29	1458	31	49
010std.exp	0.18	0.059648	0.74	0.720040	1.62	0.087551	1.44	0.89	541	7	551	7	591	16	92
011std.exp	0.07	0.121357	1.66	4.294746	2.28	0.256668	1.56	0.68	1473	21	1692	19	1976	30	75
012std.exp	0.00	0.060343	1.29	0.720707	2.28	0.086623	1.88	0.82	536	10	551	10	616	28	87
014std.exp	0.15	0.120151	0.61	4.598974	1.67	0.277608	1.55	0.93	1579	22	1749	14	1958	11	81
015std.exp	0.10	0.073510	2.60	0.578248	3.18	0.057051	1.84	0.58	358	6	463	12	1028	53	35
017std.exp	0.13	0.119000	2.30	4.020174	2.79	0.245017	1.59	0.57	1413	20	1638	23	1941	41	73
018std.exp	0.10	0.093506	5.78	1.765717	11.36	0.136956	9.78	0.86	827	76	1033	76	1498	109	55
019std.exp	0.07	0.113905	10.12	3.166615	10.26	0.201629	1.69	0.16	1184	18	1449	82	1863	183	64
020std.exp	0.09	0.114281	10.81	3.674627	10.92	0.233206	1.49	0.14	1351	18	1566	91	1869	195	72
026std.exp	0.07	0.122124	2.51	4.276968	3.43	0.254001	2.34	0.68	1459	31	1689	29	1987	45	73
027std.exp	0.10	0.115378	0.86	3.673721	1.88	0.230931	1.67	0.89	1339	20	1566	15	1886	16	71
028std.exp	0.12	0.105779	2.10	2.429820	4.02	0.166599	3.43	0.85	993	32	1251	29	1728	39	57
029std.exp	0.09	0.096701	3.97	1.570126	5.62	0.117761	3.97	0.71	718	27	958	35	1561	75	46
030std.exp	0.06	0.119938	0.91	4.014281	2.55	0.242744	2.38	0.93	1401	30	1637	21	1955	16	72
033std.exp	0.13	0.121587	5.25	5.171536	5.43	0.308483	1.37	0.25	1733	21	1848	47	1980	93	88
034std.exp	0.12	0.119459	2.94	4.428734	3.54	0.26888	1.98	0.56	1535	27	1718	30	1948	53	79
036std.exp	0.04	0.115743	4.44	3.292120	4.81	0.206291	1.85	0.39	1209	20	1479	38	1891	80	64
039std.exp	0.54	0.059543	0.67	0.707313	1.58	0.086155	1.43	0.91	533	7	543	7	587	15	91
040std.exp	0.47	0.059999	0.85	0.717578	1.70	0.086741	1.47	0.86	536	8	549	7	604	18	89
096std.exp	0.16	0.124188	5.41	4.909815	5.72	0.286737	1.87	0.33	1625	27	1804	49	2017	96	81
097std.exp	0.21	0.059168	0.58	0.684109	1.48	0.083857	1.36	0.92	519	7	529	6	573	13	91
109std.exp	0.09	0.119396	1.65	4.403152	2.16	0.267469	1.38	0.64	1528	19	1713	18	1947	30	78
110std.exp	0.21	0.131385	0.52	5.307526	1.81	0.292985	1.74	0.96	1656	25	1870	16	2117	9	78
045std.exp	0.11	0.118617	0.44	4.665848	1.55	0.285287	1.49	0.96	1618	21	1761	13	1935	8	84
046std.exp	0.19	0.060114	1.10	0.777667	1.63	0.093824	1.20	0.74	578	7	584	7	608	24	95
048std.exp	0.06	0.116160	2.88	2.981685	3.98	0.186168	2.75	0.69	1101	28	1403	31	1898	52	58
049std.exp	0.12	0.058731	0.53	0.698325	2.48	0.086236	2.43	0.98	533	12	538	10	557	12	96
052std.exp	0.04	0.095961	4.13	1.145501	14.31	0.086576	13.70	0.96	535	71	775	81	1547	78	35
057std.exp	0.13	0.124442	2.91	4.586313	5.69	0.267297	4.89	0.86	1527	67	1747	49	2021	52	76
107std.exp	0.02	0.121001	6.14	1.246975	26.52	0.074742	25.80	0.97	465	117	822	162	1971	109	24
099std.exp	0.18	0.167713	3.17	4.775570	4.38	0.206517	3.02	0.69	1210	33	1781	37	2535	53	48

CMH 39 (Continuação)

SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
060std.exp	0.06	0.183863	2.86	7.130708	3.98	0.281279	2.76	0.69	1598	39	2128	36	2688	47	59
051std.exp	0.11	0.158906	5.01	7.822734	7.35	0.35704	5.37	0.73	1968	92	2211	68	2444	85	81
038std.exp	0.19	0.192621	4.36	8.156552	7.28	0.307116	5.83	0.80	1726	89	2249	68	2765	72	62
050std.exp	0.32	0.160745	1.98	8.868692	3.72	0.400147	3.15	0.85	2170	58	2325	35	2464	33	88
037std.exp	0.11	0.196994	1.83	9.266465	3.33	0.341162	2.77	0.83	1892	46	2365	31	2801	30	68
055std.exp	0.15	0.189820	0.72	9.534406	1.61	0.364293	1.44	0.90	2002	25	2391	15	2741	12	73
031std.exp	0.17	0.190828	5.53	9.569705	5.77	0.363711	1.66	0.29	2000	29	2394	55	2749	91	73
025std.exp	0.25	0.193775	0.68	10.188505	2.13	0.381339	2.02	0.95	2083	36	2452	20	2774	11	75
105std.exp	0.10	0.191849	1.29	10.199467	2.38	0.385581	2.00	0.84	2102	36	2453	22	2758	21	76
095std.exp	0.10	0.195307	9.75	10.500135	10.21	0.389921	3.02	0.30	2122	55	2480	99	2787	160	76
013std.exp	0.21	0.191703	2.35	11.089847	4.23	0.419562	3.51	0.83	2258	67	2531	40	2757	39	82
008std.exp	0.10	0.197092	3.36	11.348270	4.04	0.417599	2.25	0.56	2250	43	2552	38	2802	55	80
016std.exp	0.20	0.206083	14.38	11.866449	14.47	0.417616	1.62	0.11	2250	31	2594	145	2875	234	78
058std.exp	0.53	0.191775	0.98	11.939148	2.29	0.451522	2.07	0.90	2402	42	2600	22	2757	16	87
053std.exp	0.14	0.200014	0.59	12.382110	1.59	0.448987	1.48	0.93	2391	30	2634	15	2826	10	85
032std.exp	0.32	0.205511	12.31	12.650594	12.40	0.446451	1.51	0.12	2379	30	2654	124	2870	200	83
007std.exp	0.08	0.198774	15.14	12.672238	15.22	0.462372	1.55	0.10	2450	32	2656	154	2816	247	87
059std.exp	0.16	0.200193	0.65	12.782003	1.20	0.463073	1.01	0.84	2453	21	2664	11	2828	11	87
006std.exp	0.14	0.206048	3.73	12.791821	4.17	0.450259	1.87	0.45	2396	37	2664	40	2875	61	83
106std.exp	0.49	0.198550	0.55	12.931681	1.76	0.472372	1.68	0.95	2494	35	2675	17	2814	9	89
098std.exp	0.08	0.202650	10.93	13.089647	11.05	0.468469	1.59	0.14	2477	33	2686	110	2848	178	87
054std.exp	0.23	0.201743	1.17	13.344551	3.01	0.479739	2.77	0.92	2526	58	2704	29	2840	19	89
047std.exp	0.16	0.211293	0.77	13.577686	2.27	0.466057	2.14	0.94	2466	44	2721	22	2915	12	85
009std.exp	0.52	0.199425	0.74	13.698523	1.60	0.498188	1.42	0.89	2606	30	2729	15	2821	12	92
056std.exp	0.20	0.210501	0.65	13.776475	1.73	0.474661	1.61	0.93	2504	33	2734	17	2909	10	86
035std.exp	0.62	0.202369	0.59	14.234595	1.57	0.510152	1.45	0.93	2657	32	2765	15	2845	10	93
097std.exp	0.21	0.059168	0.58	0.684109	1.48	0.083857	1.36	0.92	519	7	529	6	573	13	91
039std.exp	0.54	0.059543	0.67	0.707313	1.58	0.086155	1.43	0.91	533	7	543	7	587	15	91
040std.exp	0.47	0.059999	0.85	0.717578	1.70	0.086741	1.47	0.86	536	8	549	7	604	18	89
010std.exp	0.18	0.059648	0.74	0.720040	1.62	0.087551	1.44	0.89	541	7	551	7	591	16	92
012std.exp	0.00	0.060343	1.29	0.720707	2.28	0.086623	1.88	0.82	536	10	551	10	616	28	87
005std.exp	0.03	0.091544	1.65	1.495068	4.77	0.118448	4.47	0.94	722	31	928	29	1458	31	49
010std.exp	0.18	0.059648	0.74	0.720040	1.62	0.087551	1.44	0.89	541	7	551	7	591	16	92

CMH 39 (Continuação)

SPOT	Razões							Rho	Idades					Concordance	
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2s
011std.exp	0.07	0.121357	1.66	4.294746	2.28	0.256668	1.56	0.68	1473	21	1692	19	1976	30	75
012std.exp	0.00	0.060343	1.29	0.720707	2.28	0.086623	1.88	0.82	536	10	551	10	616	28	87
014std.exp	0.15	0.120151	0.61	4.598974	1.67	0.277608	1.55	0.93	1579	22	1749	14	1958	11	81
015std.exp	0.10	0.073510	2.60	0.578248	3.18	0.057051	1.84	0.58	358	6	463	12	1028	53	35
017std.exp	0.13	0.119000	2.30	4.020174	2.79	0.245017	1.59	0.57	1413	20	1638	23	1941	41	73
018std.exp	0.10	0.093506	5.78	1.765717	11.36	0.136956	9.78	0.86	827	76	1033	76	1498	109	55
019std.exp	0.07	0.113905	10.12	3.166615	10.26	0.201629	1.69	0.16	1184	18	1449	82	1863	183	64
020std.exp	0.09	0.114281	10.81	3.674627	10.92	0.233206	1.49	0.14	1351	18	1566	91	1869	195	72
026std.exp	0.07	0.122124	2.51	4.276968	3.43	0.254001	2.34	0.68	1459	31	1689	29	1987	45	73
027std.exp	0.10	0.115378	0.86	3.673721	1.88	0.230931	1.67	0.89	1339	20	1566	15	1886	16	71
028std.exp	0.12	0.105779	2.10	2.429820	4.02	0.166599	3.43	0.85	993	32	1251	29	1728	39	57
029std.exp	0.09	0.096701	3.97	1.570126	5.62	0.117761	3.97	0.71	718	27	958	35	1561	75	46
030std.exp	0.06	0.119938	0.91	4.014281	2.55	0.242744	2.38	0.93	1401	30	1637	21	1955	16	72
033std.exp	0.13	0.121587	5.25	5.171536	5.43	0.308483	1.37	0.25	1733	21	1848	47	1980	93	88
034std.exp	0.12	0.119459	2.94	4.428734	3.54	0.26888	1.98	0.56	1535	27	1718	30	1948	53	79
036std.exp	0.04	0.115743	4.44	3.292120	4.81	0.206291	1.85	0.39	1209	20	1479	38	1891	80	64
039std.exp	0.54	0.059543	0.67	0.707313	1.58	0.086155	1.43	0.91	533	7	543	7	587	15	91
040std.exp	0.47	0.059999	0.85	0.717578	1.70	0.086741	1.47	0.86	536	8	549	7	604	18	89
096std.exp	0.16	0.124188	5.41	4.909815	5.72	0.286737	1.87	0.33	1625	27	1804	49	2017	96	81
097std.exp	0.21	0.059168	0.58	0.684109	1.48	0.083857	1.36	0.92	519	7	529	6	573	13	91
109std.exp	0.09	0.119396	1.65	4.403152	2.16	0.267469	1.38	0.64	1528	19	1713	18	1947	30	78
110std.exp	0.21	0.131385	0.52	5.307526	1.81	0.292985	1.74	0.96	1656	25	1870	16	2117	9	78
045std.exp	0.11	0.118617	0.44	4.665848	1.55	0.285287	1.49	0.96	1618	21	1761	13	1935	8	84
046std.exp	0.19	0.060114	1.10	0.777667	1.63	0.093824	1.20	0.74	578	7	584	7	608	24	95
048std.exp	0.06	0.116160	2.88	2.981685	3.98	0.186168	2.75	0.69	1101	28	1403	31	1898	52	58
049std.exp	0.12	0.058731	0.53	0.698325	2.48	0.086236	2.43	0.98	533	12	538	10	557	12	96
052std.exp	0.04	0.095961	4.13	1.145501	14.31	0.086576	13.70	0.96	535	71	775	81	1547	78	35
057std.exp	0.13	0.124442	2.91	4.586313	5.69	0.267297	4.89	0.86	1527	67	1747	49	2021	52	76
107std.exp	0.02	0.121001	6.14	1.246975	26.52	0.074742	25.80	0.97	465	117	822	162	1971	109	24
099std.exp	0.18	0.167713	3.17	4.775570	4.38	0.206517	3.02	0.69	1210	33	1781	37	2535	53	48
060std.exp	0.06	0.183863	2.86	7.130708	3.98	0.281279	2.76	0.69	1598	39	2128	36	2688	47	59
051std.exp	0.11	0.158906	5.01	7.822734	7.35	0.35704	5.37	0.73	1968	92	2211	68	2444	85	81
038std.exp	0.19	0.192621	4.36	8.156552	7.28	0.307116	5.83	0.80	1726	89	2249	68	2765	72	62

CMH 39 (Continuação)

SPOT	Razões							Rho	Idades						Concordance
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s (%)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	
050std.exp	0.32	0.160745	1.98	8.868692	3.72	0.400147	3.15	0.85	2170	58	2325	35	2464	33	88
037std.exp	0.11	0.196994	1.83	9.266465	3.33	0.341162	2.77	0.83	1892	46	2365	31	2801	30	68
055std.exp	0.15	0.189820	0.72	9.534406	1.61	0.364293	1.44	0.90	2002	25	2391	15	2741	12	73
031std.exp	0.17	0.190828	5.53	9.569705	5.77	0.363711	1.66	0.29	2000	29	2394	55	2749	91	73
025std.exp	0.25	0.193775	0.68	10.188505	2.13	0.381339	2.02	0.95	2083	36	2452	20	2774	11	75
105std.exp	0.10	0.191849	1.29	10.199467	2.38	0.385581	2.00	0.84	2102	36	2453	22	2758	21	76

APÊNDICE C – Dados analíticos: Sm-Nd e Sr-Sr em rocha total

Sample	Group	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Age (Ma)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	abs st error	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (m)	abs st error	ϵ_{Nd} (t)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (i)	T_{DM} (Ga)	T_{DM} (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i)
MA-JF-32	E-MORB	5.0	27.4	2220	0.1107	0.511356	0.000008	4	121	0.758179	0.000008	-0.4	0.509737	2.40	2.40	0.755100
MA-JF-28	HG I	15.4	66.1	2211	0.1408	0.511320	0.000007	57	540	0.717112	0.000009	-9.9	0.509269	3.34	3.34	0.707359
MA-JF-25	TTG	3.7	20.9	2281	0.1066	0.511255	0.000008	52	637	0.712431	0.000009	-0.7	0.509653	2.46	2.46	0.704649
CMH 01	HG II	9.8	64.4	2166	0.0923	0.511023	0.000004	21	65	0.719239	0.000008	-2.5	0.509706	2.45	2.45	0.689999
CMH 39	TTG	2.4	14.8	2053	0.0970	0.511005	0.000005	21	313	0.711420	0.000011	-5.6	0.509694	2.57	2.57	0.705673
CTVC 08D	IAT	7.4	38.0	2089	0.1172	0.511275	0.000003	57	775	0.712501	0.000010	-5.4	0.509655	2.68	2.68	0.706089
MAJF 26	TTG	2.3	14.4	2085	0.0957	0.511299	0.000005	21	313	0.717828	0.000005	0.7	0.509973	2.21	2.21	0.711987
ADVC 241A	SANUKITOID	2.3	12.0	2072	0.1147	0.510976	0.000004	15	312	0.719943	0.000011	-11.0	0.509394	3.05	3.05	0.715783
SJVC 72A	E-MORB	4.2	17.7	2032	0.1452	0.511667	0.000004	6	159	0.717039	0.000008	-5.1	0.509747	2.80	2.80	0.713839
MRVC 23A	HG II	6.3	52.8	2021	0.0722	0.510663	0.000009	78	347	0.729728	0.000007	-6.2	0.509703	2.49	2.49	0.710746
MAJF 14	HG I	7.4	39.0	1981	0.1139	0.511063	0.000005	61	363	0.725743	0.000008	-9.9	0.509566	2.90	2.90	0.711842
MAJF 16	HG II	9.4	60.9	1938	0.0935	0.510936	0.000004	132	340	0.740475	0.000003	-7.5	0.509745	2.57	2.57	0.709022

APÊNDICE D – Dados analíticos: Lu-Hf em zircão

Amostra/Spot	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(m)}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(m)}$	$\pm 2\sigma$	T(Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
MAJF 25										
131234\seq158.dat	0.001308	892265136	0.281340698	0.000023	2124	0.281287775	892265136.8	-4.91	1.14	2.67
131234\seq159.dat_048	0.000586	0.0000043	0.281464527	0.000019	2131	0.281440736	1.93697E-05	0.69	0.94	2.37
131234\seq160.dat	0.000579	0.0000037	0.281439561	0.000019	2160	0.281415736	1.98151E-05	0.48	0.97	2.40
131234\seq161.dat_054	0.000514	0.0000037	0.281426669	0.000019	2213	0.281405004	1.9232E-05	1.33	0.94	2.40
131234\seq162.dat_72	0.000688	0.0000059	0.28145653	0.000019	2247	0.281427044	1.98394E-05	2.90	0.95	2.34
MAJF 32										
131234\seq155.dat_020	0.001088589	0.0000135	0.281207506	0.0000214	2177	0.28116235	0.0000253	-8.13	1.07	2.89
131234\seq156.dat_032	0.000787058	0.0000088	0.281107078	0.0000172	2165	0.281074613	0.0000193	-11.53	0.86	3.07
131234\seq157.dat_033	0.000917502	0.0000085	0.28152208	0.0000389	2177	0.28148402	0.0000398	3.30	1.95	2.26
MAJF 28										
131234\seq163.dat_045	0.000651784	0.0000058	0.281199216	0.0000155	2184	0.28117209	0.0000165	-7.62	0.77	2.87
131234\seq164.dat	0.001351538	0.0000117	0.281242553	0.0000278	2120	0.281187985	0.0000302	-8.54	1.39	2.87
131234\seq165.dat_056	0.000548491	0.0000034	0.281239142	0.0000284	2162	0.28121655	0.0000286	-6.55	1.42	2.79
CMH 01										
131234\seq135.dat_60	0.000614208	0.0000048	0.281300273	0.0000168	2127	0.281275391	0.0000175	-5.28	0.84	2.70
131234\seq136.dat_65e66	0.00034227	0.0000022	0.281277743	0.0000182	2122	0.281263911	0.0000183	-5.80	0.91	2.72
131234\seq137.dat_70	0.000385188	0.0000043	0.281313931	0.0000180	2111	0.281298447	0.0000185	-4.83	0.90	2.66
131234\seq138.dat_76	0.000500773	0.0000040	0.281305472	0.0000193	2104	0.281285409	0.0000197	-5.45	0.96	2.69
131234\seq139.dat_77	0.000481294	0.0000054	0.281321535	0.0000162	2112	0.281302178	0.0000171	-4.67	0.81	2.65
131234\seq140.dat_89	0.000494022	0.0000052	0.281319248	0.0000187	2060	0.281299878	0.0000194	-5.96	0.93	2.68
131234\seq141.dat_91	0.00047464	0.0000029	0.281823192	0.0000276	2116	0.281804066	0.0000277	13.25	1.38	1.66
105850\seq057.dat	0.000608536	0.0000049	0.281304947	0.0000284	2123	0.281280342	0.0000288	-5.19	1.42	2.69

Amostra/Spot	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(m)}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(m)}$	$\pm 2\sigma$	t(Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
CMH 01 – Continuação										
105850\seq058.dat	0.000573317	0.0000042	0.281343629	0.0000271	2122	0.281320459	0.0000274	-3.79	1.35	2.61
105850\seq059.dat	0.00048375	0.0000031	0.281305423	0.0000213	2104	0.281286042	0.0000215	-5.43	1.06	2.69
CMH 39										
131234\seq152.dat	0.000407514	0.0000027	0.280916788	0.0000219	2821	0.28089475	0.0000221	-2.60	1.09	3.09
131234\seq153.dat	0.000332496	0.0000021	0.280953562	0.0000216	2845	0.280935424	0.0000217	-0.59	1.08	3.00
131234\seq154.dat	0.000429918	0.0000027	0.280939199	0.0000175	2087	0.280922117	0.0000177	-18.75	0.87	3.40
105850\seq050.dat	0.00111541	0.0000114	0.280945452	0.0000218	2915	0.280883066	0.0000245	-0.81	1.09	3.06
105850\seq051.dat	0.00065644	0.0000096	0.281086845	0.0000406	2463	0.281055954	0.0000417	-5.26	2.03	2.96
105850\seq052.dat	0.000687624	0.0000050	0.280962931	0.0000223	2840	0.280925487	0.0000229	-1.06	1.12	3.02
105850\seq053.dat	0.000559222	0.0000054	0.280947736	0.0000209	2909	0.280916524	0.0000216	0.24	1.05	3.00
105850\seq054.dat	0.00093195	0.0000067	0.281375986	0.0000229	2020	0.281340167	0.0000239	-5.45	1.15	2.62
105850\seq055.dat	0.00046755	0.0000039	0.280994632	0.0000213	2757	0.280969936	0.0000217	-1.43	1.07	2.98
105850\seq056.dat	0.000721704	0.0000055	0.280939322	0.0000242	2827	0.280900207	0.0000249	-2.27	1.21	3.08

APÊNDICE E – Paper 1 – *Geoscience Frontiers***Rhyacian-Orosirian tectonic history of the Juiz de Fora Complex: Evidence for an Archean crustal reservoir within an island-arc system**

Rasec Almeida^{1*}, Vitalino Elizeu¹, Henrique Bruno¹, Samuel Moreira Bersan¹, Lucas Eduardo de Abreu Barbosa Araujo¹, Ivo Dussin¹, Claudio de Morisson Valeriano^{1, 2}, Carla Neto^{1, 2}, Monica Heilbron¹.

¹ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Tektos – Grupo de Pesquisa em Geotectônica. Rua São Francisco Xavier 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Brazil.

² – Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rua São Francisco Xavier 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Brazil.

*Corresponding author. Email: almeida.rasec@gmail.com

Keywords

Juiz de Fora complex

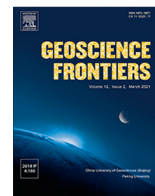
Paleoproterozoic magmatic arc

TTG and sanukitoid magmatism

São Francisco Paleocontinent

Highlights

- . Late Rhyacian pre-collisional TTG, IAT and sanukitoids
- . Orosirian hybrid granitoids and E-MORB post-collisional rocks
- . New isotopic data argue for an Archean crustal reservoir in the Juiz de Fora complex
- . Archean microcontinent involved within the Juiz de Fora magmatic arc system



Research Paper

Rhyacian-Orosirian tectonic history of the Juiz de Fora Complex: Evidence for an Archean crustal reservoir within an island-arc system

Rasec Almeida ^{a,*}, Vitalino Elizeu ^a, Henrique Bruno ^a, Samuel Moreira Bersan ^a, Lucas Eduardo de Abreu Barbosa Araujo ^a, Ivo Dussin ^a, Claudio de Morisson Valeriano ^{a,b}, Carla Neto ^{a,b}, Monica Heilbron ^a

^a Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Tektos – Grupo de Pesquisa em Geotectônica, Rua São Francisco Xavier 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Brazil

^b Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rua São Francisco Xavier 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 November 2020

Revised 4 August 2021

Accepted 24 August 2021

Available online 25 August 2021

Keywords:

Juiz de Fora complex

Paleoproterozoic magmatic arc

TTG and sanukitoid

São Francisco Paleoccontinent

ABSTRACT

The southern São Francisco Paleoccontinent (SFP) comprises Archean nuclei and Paleoproterozoic complexes encompassing magmatic arcs juxtaposed during a Rhyacian to Orosirian orogenic event. The Juiz de Fora Complex (JFC) represents an imbricated thrust system that comprises orthogranulites with a wide compositional range formed in an intra-oceanic setting during the Siderian to the Orosirian and later accreted to the southeastern margin of the SFP. Here we report new petrological, geochemical, whole-rock Nd and Sr data, as well as zircon U–Pb ages from felsic and mafic orthogranulites from the JFC. The new data is combined with a regional compilation that enables an evaluation of the interaction between magmatism and orogenic episodes in the context of the consolidation of São Francisco Paleoccontinent during the Rhyacian–Orosirian. Pre collisional Island Arc tholeiites (IAT), Tonalites-Trondhjemites-Granodiorites (TTGs) and sanukitoid magmatism occurred from 2200 Ma to 2085 Ma. This was followed by post-collisional magmatism, which is represented by hybrid granitoids coeval with the emplacement of E-MORB basic rocks. Crustal signatures for the Rhyacian to Orosirian evolution are highlighted by the dominance of negative $\epsilon_{Nd}(t)$ associated with Meso- to Neoproterozoic Nd T_{DM} model ages as well as inherited zircon grains from the hybrid granitoids. The JFC is extensively highlighted in the literature as a primitive intra-oceanic arc, but here we propose the reworking or recycling of ancient crustal segments within the mature arc stage of the JFC, suggesting a Mesoarchean crustal source involved in the JFC evolution.

© 2021 China University of Geosciences (Beijing) and Peking University. Production and hosting by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. Introduction

The South American platform is the Precambrian portion of the South American continent that was not affected by the Andean orogeny (Almeida, 1981, Almeida et al., 2000; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003). While Phanerozoic sedimentary units cover parts of this platform, exposures of the Precambrian basement characterize the Brazilian Shield (Fig. 1a) (Almeida et al., 2000; Brito-Neves, 2002; Almeida, 1981; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003; Heilbron et al., 2017a, 2017b). Two lithospheric types constitute this Precambrian basement: cratons, that hosts Archean/Paleoproterozoic rocks; and Neoproterozoic orogenic systems that were consolidated during the assembly of West Gondwana

(Fig. 1a) (Almeida, 1981; Cordani and Sato, 1999; Campos Neto, 2000; Pedrosa Soares et al., 2001; Brito-Neves, 2002; Valeriano et al., 2004; Alkmim et al., 2006; Heilbron et al., 2017a, 2017b).

The São Francisco Craton (SFC) comprises Archean nuclei bounded by several Paleoproterozoic orogenic belts largely unaffected by the Neoproterozoic orogenic systems (Fig. 1b) (Teixeira et al., 2017b; Alkmim and Teixeira, 2017; Valeriano, 2017). These constitute basement complexes that unravel a complex and diachronic history of subduction and collisional episodes that finally amalgamated the São Francisco Paleoccontinent (SFP) (e.g., Almeida, 1981; Cordani and Sato, 1999; Teixeira et al., 2000; Barbosa and Sabaté, 2004; Alkmim and Noce, 2006; Noce et al., 2007; Ávila et al., 2010; Oliveira et al., 2010; Alkmim and Teixeira, 2017; Heilbron et al., 2017a, 2017b; Moreira et al., 2018; Barbosa et al., 2019; Bersan et al., 2020, 2021; Bruno et al., 2020, 2021; Cutts et al., 2020). In that sense, the long-lived lithospheric stability of the SFP, achieved at around ca. 2.0 Ga, is

* Corresponding author.

E-mail address: almeida.rasec@gmail.com (R. Almeida).

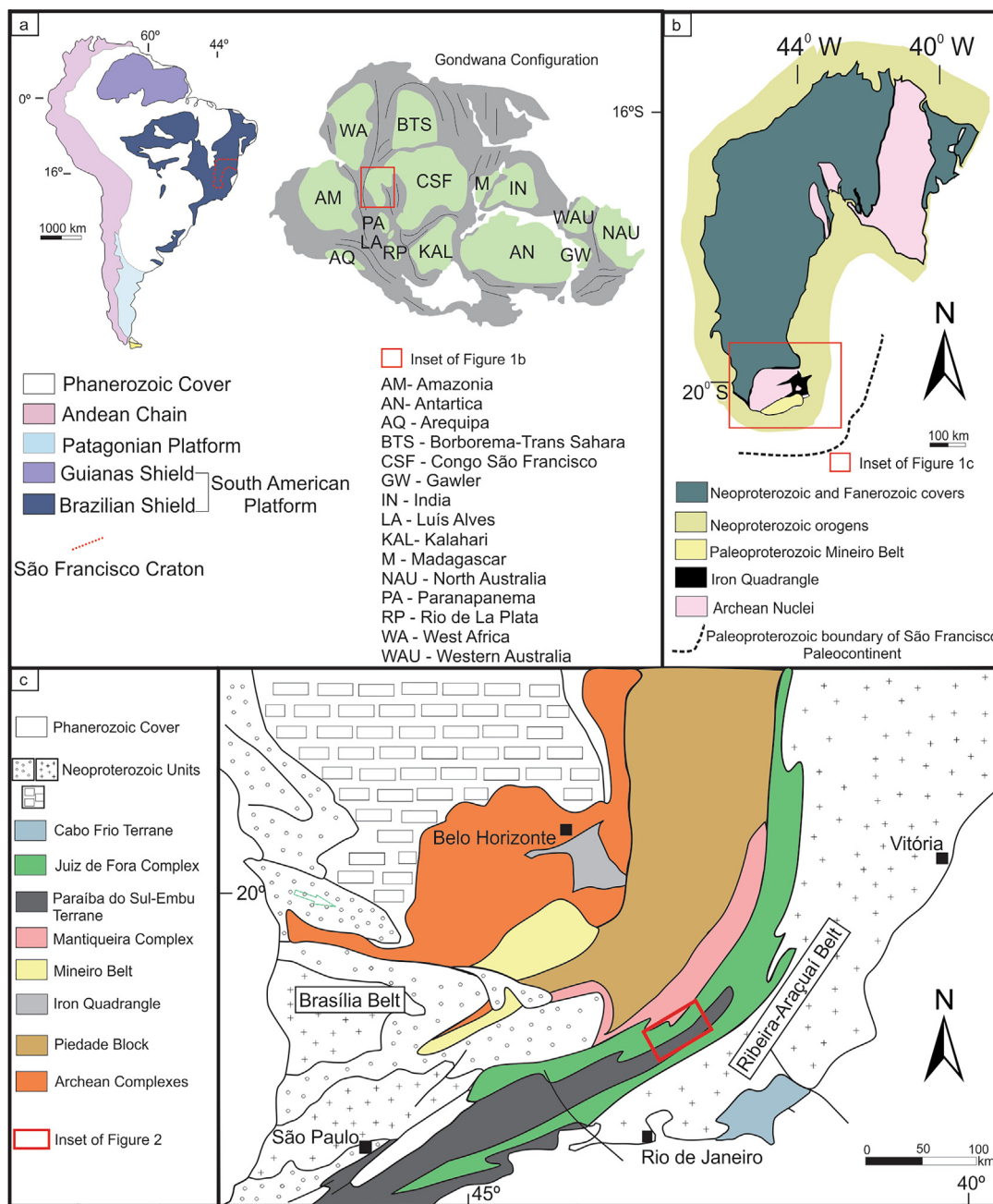


Fig. 1. Tectonic framework of the São Francisco Craton basement. (a) South American Platform and Gondwana configuration adapted from D'Agrella-Filho and Cordani (2017) and Bruno et al. (2020). (b) São Francisco Craton and Neoproterozoic margins adapted from Heilbron et al. (2010), Alkmim and Martins-Neto (2012), and Moreira et al. (2018). (c) Archean and Paleoproterozoic terranes of the São Francisco Palecontinent (modified from Heilbron et al., 2017a, 2017b).

supported by subsequent late Paleoproterozoic to Mesoproterozoic magmatism associated to superimposed sedimentary basins marking the intracratonic realm (Danderfer et al., 2015; Guadagnin et al., 2015; Alkmim and Martins-Neto, 2012).

Fragments of reworked Archean and Paleoproterozoic units occur as reworked inliers within the Neoproterozoic orogenic systems that borders the SFP to the east, including the Piedade Block and the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes (Fig. 1c) (Silva et al., 2002; Duarte et al., 2004; Noce et al., 2007; Heilbron et al., 2010; Degler et al., 2018; Bruno et al., 2020; Araujo et al., 2021). The Juiz de Fora Complex (JFC) represents the outermost unit accreted to the SFP and is interpreted as an intra-oceanic magmatic arc that evolved to a mature magmatic arc during the Siderian to

early Orosirian (Duarte et al., 2004; Heilbron et al., 2010; Degler et al., 2018; Araujo et al., 2021). Although the JFC represents a dominantly juvenile terrane (Heilbron et al., 2010), recent studies have shown that this unit reveals evidences for reworking or assimilation of an Archean crustal source during the Paleoproterozoic (Degler et al., 2018; Kuribara et al., 2019; Araujo et al., 2021).

In this work, we present new geochemical, geochronological (zircon U-Pb) and isotopic data (Nd and Sr) for the central segment of the JFC in order to contribute to the understanding of its geodynamic evolution. The results were integrated with previously published geochemical, geochronological (zircon U-Pb) and isotopic (Nd and Sr) data in order to elaborate a more comprehensive tectonic setting for this Paleoproterozoic unit in the context of the

southern extension of the São Francisco Paleocontinent, in which an Archean microcontinent is interpreted to be part of the JFC tectonic evolution.

2. Tectonic framework

The southern portion of the SFP comprises several Archean complexes and/or blocks (e.g., Campo Belo, Santa Bárbara, Bonfim, Belo Horizonte complexes and Piedade Block) and Paleoproterozoic complexes encompassing magmatic arcs juxtaposed during the Rhyacian to Orosirian orogenic event (Duarte et al., 2004; Ávila et al., 2010, 2014; Heilbron et al., 2010; Goulart et al., 2013; Lana et al., 2013; Seixas et al., 2013; Barbosa et al., 2015, Bédard, 2018; Teixeira et al., 2015, 2017b; Albert et al., 2016; Aguilar et al., 2017; Alkmim and Teixeira, 2017; Degler et al., 2018; Moreira et al., 2018; Bruno et al., 2020, 2021).

The Paleoproterozoic units bounding the Archean nuclei of the southern SFP are the Mineiro Belt, the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes that comprehend distinct arc-related granitoid rocks and present both juvenile and continental signatures (Fig. 1c) (Ávila et al., 2010, 2014; Heilbron et al., 2010; Seixas et al., 2013; Barbosa et al., 2015; Teixeira et al., 2015, 2017a,b; Aguilar et al., 2017; Alkmim and Teixeira, 2017; Moreira et al., 2018; Bruno et al., 2020).

As an inlier within the Neoproterozoic Ribeira orogenic system, the JFC represents a strongly imbricated thrust system that comprises orthogranulites with a wide compositional range (Duarte et al., 2004; Heilbron et al., 2010; Araujo et al., 2019). Its major lithological unit is represented by calc-alkaline granitoid suites that recorded crystallization ages at 2.1 Ga and minor ca. 2.4 Ga tholeiitic rocks with both mid-ocean ridge basaltic and island-arc geochemical signatures (Heilbron et al., 2010; Araujo et al., 2019, 2021).

As previously proposed, the JFC has been formed in an intra-oceanic setting later accreted to the southeastern margin of the SFP (Heilbron et al., 2010; Araujo et al., 2021). Primitive island-arc tholeiites and medium-K calc-alkaline series predominate within the lower thrust sheets located to the west of the Ribeira orogenic system, while the high-K series and MORB-like basic rocks are related to the upper sheets located to the east (Heilbron et al., 2010; Araujo et al., 2019).

Previous geochronological U–Pb zircon studies of the JFC reported Siderian to Orosirian protolith ages for the orthogranulites and $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of +3.94 to +6.47, with Hf T_{DM} model ages at 2420 Ma and 2264 Ma, indicating an Early Paleoproterozoic juvenile source (Machado et al., 1996; Silva et al., 2002; Noce et al., 2007; Heilbron et al., 2010; Degler et al., 2018; Kuribara et al., 2019). Recently, Araujo et al. (2021) reported Rhyacian rocks that present $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ varying from –11 to +2.5 with Hf T_{DM} model ages from 3.50 Ga to 2.82 Ga indicating an older Archean contribution for part of the JFC.

Heilbron et al. (2010) pointed out that the spatial distribution of geochemical data of granitoid rocks from JFC undergoes progressive younger ages to the east of the SFP, suggesting an east-dipping subduction between 2.22 Ga and 2.05 Ga.

3. Geological context – field and petrographic aspects

The JFC in the study area is characterized by meta-igneous basement rocks tectonically interlayered with Neoproterozoic metasedimentary units (Fig. 2) (Duarte et al., 2000; Tupinambá et al., 2007; Heilbron et al., 2010; Araujo et al., 2019). To the southern portion of the investigated area (Fig. 2), these rocks are in tectonic contact with Paleoproterozoic orthogneiss related to the

Quirino Complex, basement unit of the over thrusted Paraíba do Sul Terrane (Heilbron et al., 2000, 2010; Tupinambá et al., 2007).

The JFC encompasses orthogranulites including enderbites, charno-enderbites, charnockites and metabasic rocks, whereby charno-enderbites represent the main lithological type. Representative examples of the field occurrence and petrography of JFC investigated here are presented in Figs. 3 and 4, respectively.

Macroscopically, the felsic rocks are greenish to brownish, and orthopyroxene-bearing leucosomes can be observed (Fig. 3a). Hand specimen of orthogranulites show fine to medium-grained inequigranular granoblastic fabric (Fig. 3b). Close to the thrust zones related to Brasiliano Orogeny, where the metaigneous rocks are intercalated with metasedimentary cover, the studied rocks develop a protomylonitic texture. Some outcrops are heterogeneous exhibiting mafic enclaves (Fig. 3c), metric to decametric layers of massive banded orthogranulites (Fig. 3d) as well as rocks with pervasive foliation and anatectic features (Fig. 3e, f).

The enderbitic orthogranulites are orthopyroxene (Opx)-bearing tonalitic rocks showing fine to medium-grained inequigranular granoblastic fabric (Fig. 4a, b). The charno-enderbitic orthogranulites are Opx-bearing granodioritic rocks showing medium to equigranular coarse-grained granoblastic texture (Fig. 4c, d). The modal plagioclase abundance in the charno-enderbitic samples is variable, often up to more than 20%, reaching up to 35% in the enderbitic and mafic rocks. Essential mineral assemblage of charno-enderbitic and enderbitic samples includes hornblende, biotite, quartz, hypersthene and (\pm) K-feldspar (Fig. 4e, f). Titanite, zircon, apatite, epidote, and opaque minerals are the main accessories. The charnockitic orthogranulites encompass isotropic equigranular coarse-grained, granoblastic rocks with quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, orthopyroxene (hypersthene) as essential mineral assembly (Fig. 4g, h) and titanite, apatite, zircon and opaque minerals as accessories.

The mafic orthogranulites consist of dark grey medium-grained equigranular rocks with granoblastic to grano-nematoblastic texture (Fig. 4i, j). Essential mineralogy comprises plagioclase, hornblende, biotite, clinopyroxene (diopside) and orthopyroxene (hypersthene). The accessory phases include titanite, zircon, apatite, epidote and opaque minerals.

4. Analytical methods

This paper presents new whole-rock geochemical data for thirty orthogranulite samples, whole-rock isotopic Sm–Nd and zircon geochronological U–Pb data for seven samples from the JFC.

4.1. Whole-rock geochemistry

Samples were selected for major and trace elements composition analyses, including Rare-Earth Elements (REE), and were crushed and milled at the LGPA (“Laboratório Geológico de Processamento de Amostras”). Element composition analyses were carried out by the Activation Laboratories Ltd (Actlabs, Ancaster, Canada) following their 4Litho protocol, a combination of packages Code 4B (lithium metaborate/tetraborate fusion ICP whole rock) and Code 4B2 (trace element ICP/MS) Code 4B (major elements and Ba, Sc, Sr, V, Y and Zr) where samples are prepared and analyzed in a batch system. Each batch contains a method reagent blank, certified reference material and samples with 6% replicates. Samples are mixed with a flux of lithium metaborate and lithium tetraborate and fused in an induction furnace. The molten melt is immediately poured into a solution of 5% nitric acid containing an internal standard and mixed continuously until completely dissolved (~45 min). The samples are run for major oxides and selected trace elements (4B) on a combination simultaneous/se-

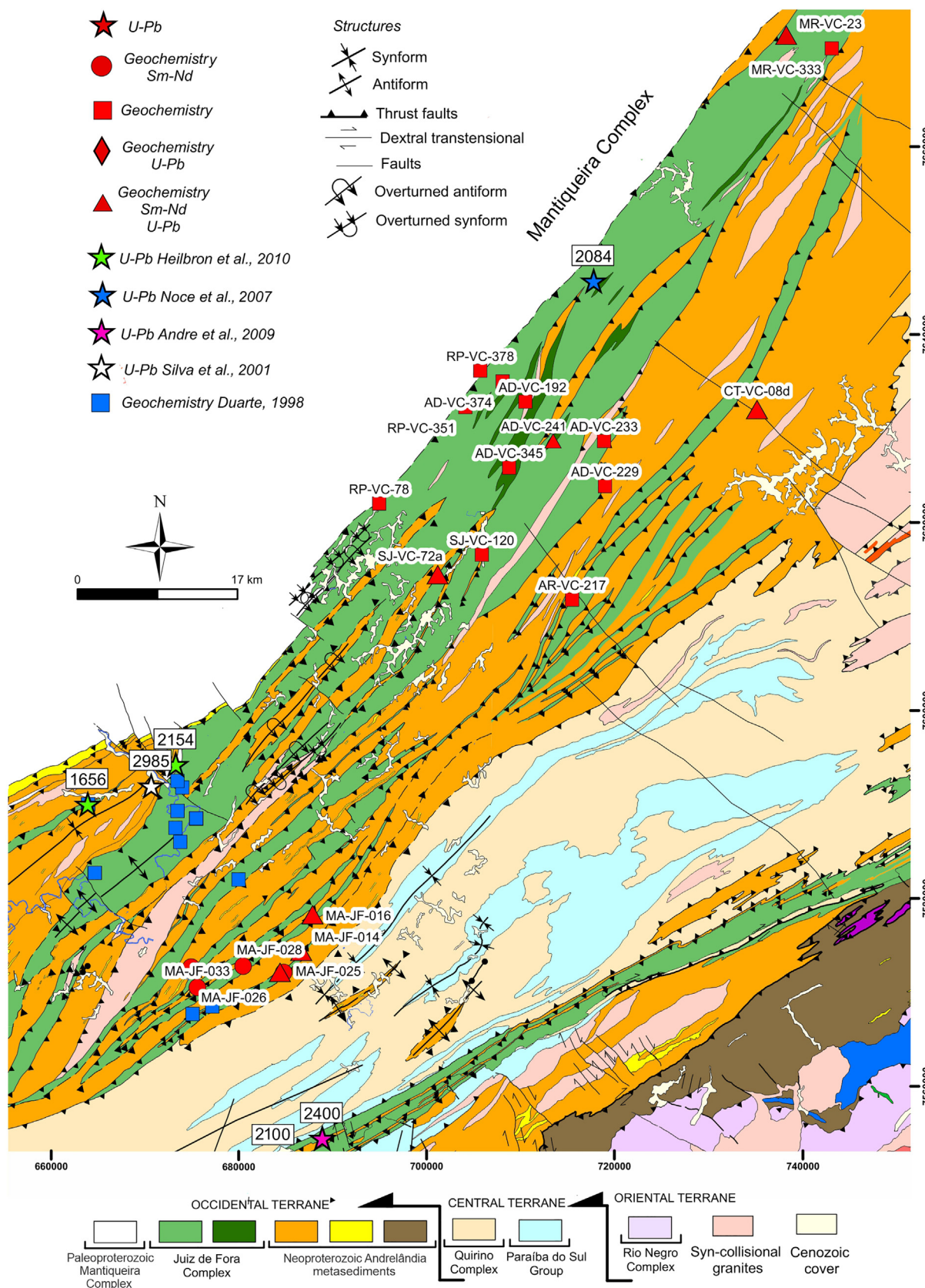


Fig. 2. Geological map of the study area with geochemical and zircon U–Pb data samples locations for the JFC (modified from Heilbron et al., 2017a, 2017b). Compiled geochemical and U–Pb data from: Duarte et al., 1997; Silva et al., 2002; Noce et al., 2007; André et al., 2009; Heilbron et al., 2010.

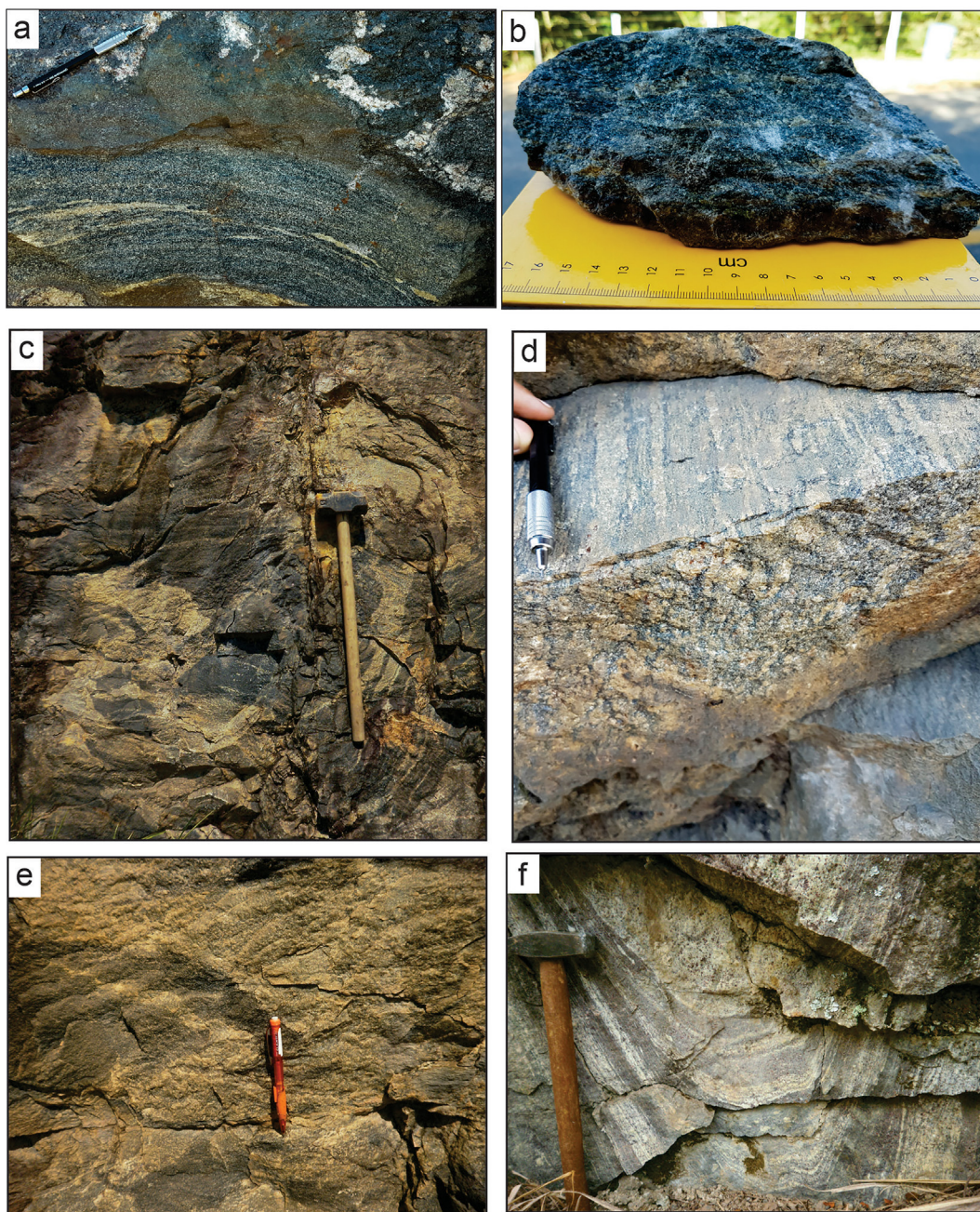


Fig. 3. Field photographs of orthogneisses from the JFC. (a) Metric layer of enderbite orthogneiss (MAJF 26) with pervasive foliation and leucocratic anatectic veins; (b) greenish medium-grain charno-enderbitic orthogneiss (MAJF 14); (c) metric layer of enderbite orthogneiss (ADVC 241A) and enclaves of basic orthogneiss (ADVC 08D); (d) charno-enderbitic orthogneiss (MAJF 25); (e) brownish massive charno-enderbitic orthogneiss; (f) Metric folded charnockitic orthogneiss layer with centimeter-scale banding (MRVC 23A).

quential Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP or a Varian Vista 735 ICP. Calibration is performed using 14 prepared USGS and CANMET certified reference materials. One of the 14 standards is used during the analysis for every group of ten samples. Totals should be between 98.5% and 101%. If results come out lower, samples are scanned for base metals. Low reported totals may indicate sulphate being present or other elements like Li which will not normally be scanned for. Samples with low totals however are automatically re-fused and reanalysed. Samples fused under code 4B2 are diluted and analyzed by Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 or 9000 ICP/MS. Three blanks and five controls (three before the sample group and two after) are analyzed per group of samples. Duplicates are fused and analyzed every 15 samples. Instrument is recalibrated

every 40 samples. Treatment of the data was carried out using Microsoft Excel spreadsheets and the Geochemical Data Toolkit (GCDkit) software of (Janousek et al., 2006). Detailed information is presented at www.actlabs.com. Complete dataset and standards are available at [Supplementary Data Table 1](#).

4.2. LA-ICP-MS U–Pb in zircon

Seven samples were processed by the crushing techniques at the LGPA (“Laboratório Geológico de Processamento de Amostras”) at the UERJ – Rio de Janeiro State University and at the “Laboratório de Separação – CPGeo-IGC” in São Paulo University. First samples were crushed and milled, and heavy mineral were concentrated

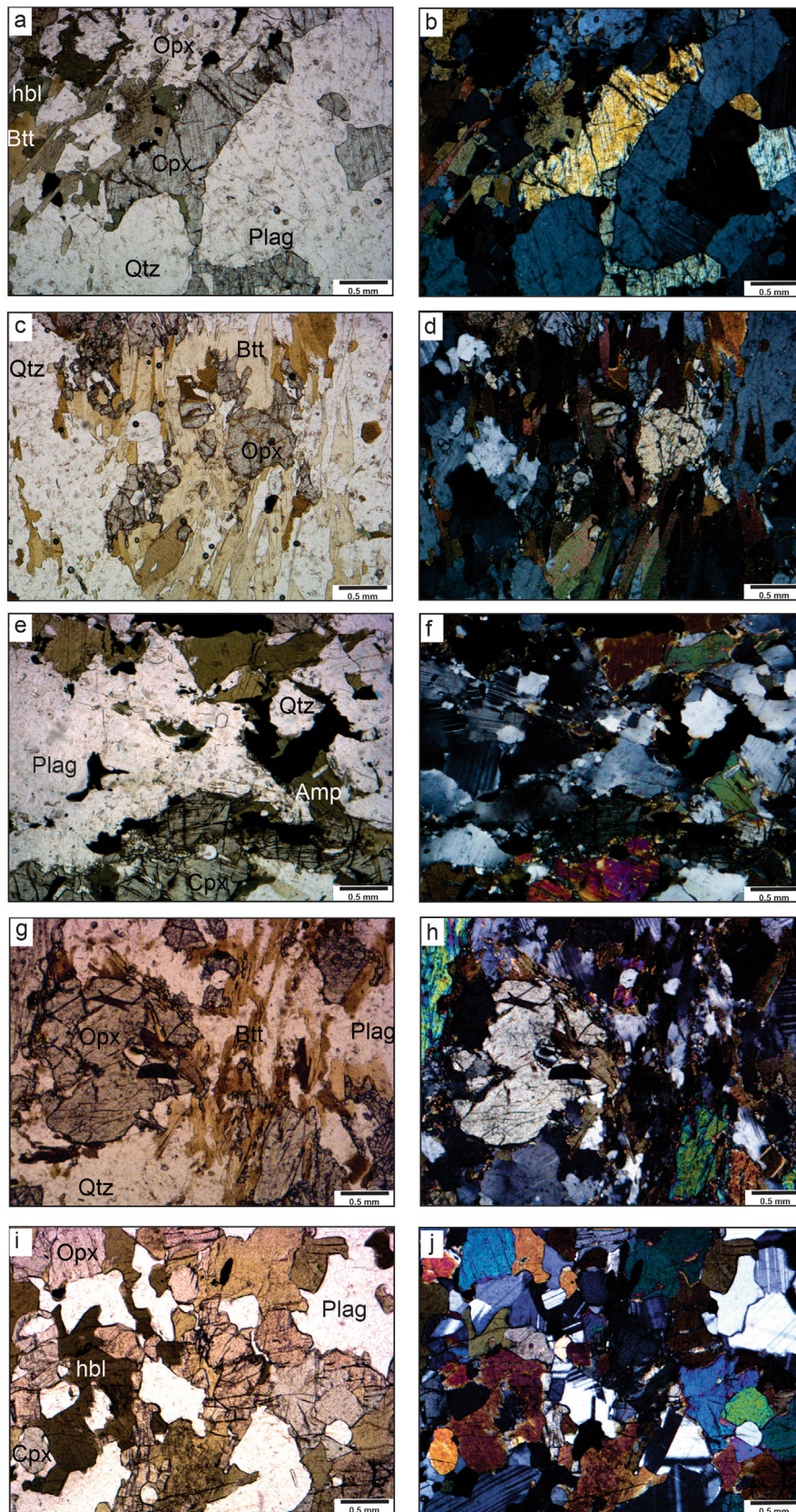


Fig. 4. Photomicrographs from thin sections of the studied orthogranulites from the JFC. (a) Enderbitic orthogranulite with granoblastic fabric (MAJF 26); (b) enderbitic orthogranulite under crossed nicols; (c) mineral assemblage of the orthopyroxene-bearing granodioritic rock; (d) charno-enderbitic orthogranulite under crossed nicols; (e) replacement of orthopyroxene by green amphibole (hornblende) in the charno-enderbitic orthogranulite; (f) charno-enderbitic orthogranulite under crossed nicols; (g) reaction rim of biotite around orthopyroxene in a charnockitic orthogranulite; (h) charnockitic orthogranulite under crossed nicols; (i) two pyroxene mafic orthogranulite; (j) mafic orthogranulite under crossed nicols. Abbreviations of mineral names: amp, amphibole; btt, biotite; cpx, clinopyroxene; hbl, hornblende; opx, orthopyroxene; plag, plagioclase; qtz, quartz.

using a Wilfley table and a Frantz magnetic separator. Various mineral-types were identified via binocular microscope, zircon grains were hand-picked, mounted in resin epoxy and polished to reveal their interiors. The cathodoluminescence images (CL) and Backscattered electron images (BES) were obtained through Scanning Electron Microscope LEICA at the MULTILAB (Material Multi Usuário de Meio Ambiente e Materiais) at the Rio de Janeiro State University.

U–Pb zircon dating (LA-ICP-MS) was performed at the Isotopic Geochronology Laboratory of the Ouro Preto Federal University (EM-UFOP) using Thermo Scientific Element 2 sector field ICP-MS coupled with CETAC LSX-213 G2+ ($\lambda = 213$ nm) Nd: YAG laser system. Laser ablation was carried out with 20 μm spot size, with a laser frequency of 10 Hz and fluency of ~ 3 $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$. In order to test the validity of the applied methods and the accuracy and external reproducibility of the obtained U–Pb age data, it was used the BB-9 zircon (562 ± 1 Ma; Santos et al., 2017) as primary reference material. Plešovice zircon (337.3 ± 0.4 Ma) and GJ-1 zircon (608 ± 1 Ma; Jackson et al., 2004) were used as secondary standard for quality control. Raw data were corrected offline using the GLITTER[®] software package (Achterberg et al., 2001). The common Pb correction is made by using the interference- and background-corrected ^{204}Pb signal and a model Pb composition (Stacey and Kramers, 1975). The concordia and age distribution diagrams were constructed using the Excel Isoplot program (Ludwig, 2001) and the measured ratios are reported with standard errors (2σ). Complete dataset can be found in the [Supplementary Data Table 2](#).

4.3. Whole-rock Sm–Nd isotopic analysis

Seven samples were selected for isotope analyses. The Sm–Nd and Sr isotopic data were obtained at the Laboratory of Geochronology and Radiogenic Isotopes (LAGIR) of the Rio de Janeiro State University where chemical procedures are carried out in clean rooms and purification of Milli-Q[®] water and PA Merck[®] acids are performed with repeated sub-boiling distillation. Aliquots of previously pulverized samples between 25 and 50 mg are mixed with proportional amounts of a double ^{149}Sm – ^{150}Nd tracer solution and submitted to digestion in sealed PTFE vessels on a hot plate. A mixture of concentrated HF and HNO_3 6 N was used for 3 days, followed by further digestion with HCl 6 N for 2 more days. Separation of Sr and REE was done with conventional techniques using Teflon columns filled with Biorad[®] AG50W-X8 cation exchange resin (100–200 mesh) in HCl medium. This is followed by the separation of Sm and Nd from the other REE using a secondary column filled with the Eichrom LN-B-25 S (50–100 μm) resin.

The isotopic ratios were measured in double filament mounts and static mode using a ThermoFisher[®] TRITON spectrometer with up to 8 Faraday collectors. The measured ratios are reported with standard errors (2σ) associated to 160, 80 and 100 cycles in relation to the Nd, Sm and Sr, methods, respectively. The measured ratios were normalized respectively to the natural constant ratios of $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0.5608$ and $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$ (De Paolo, 1981). The average $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of several measurements of the JNd-1 reference material is 0.512100 ± 0.000006 (SD, $n = 323$) yielding a factor of 1.000029 with respect to 0.512115 ± 0.000007 reported by Tanaka et al. (2000). The average $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the NIST SRM-987 is 0.710236 ± 0.000010 (SD, $n = 147$) yielding a factor of 1.000017 with respect to the value of 0.71034 ± 0.00026 reported by Wise and Waters (2007). Repeated analyses of United States Geological Survey USGS (USGS) rock reference material AGV-1 yielding $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512804 \pm 8$ (SD, $n = 3$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703983 \pm 9$ (SD, $n = 3$) with reproducibility within 1%. Blanks involving chemical and spectrometric procedures for Sm and Nd are respectively below 70 pg and 200 pg, respectively.

Following the recommendation of Coplen (2011), the deviation of measured $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from the present day Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) of 0.512638 (Hamilton et al., 1983) is expressed as ϵ_{Nd} part per ten thousand (pptt), according to the Eq. (1):

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4 \quad (1)$$

The Sm–Nd depleted mantle one-stage model ages (T_{DM}) were calculated using the depleted mantle model of De Paolo (1981). Treatment of the data was carried out using Microsoft Excel spreadsheets.

5. Analytical results

In this section we describe the results acquired from the geochemical, isotopic, and geochronological analyses. Detailed data with sample references are given in [Supplementary Data Tables 1–3](#).

5.1. Geochemistry

Based on the geochemical affinities of the thirty analyzed samples, four compositional groups of felsic and intermediate granitoid rocks and three of metabasic rocks were individualized.

5.1.1. Granitoid rocks

Considering the occurrences of Paleoproterozoic TTG and sanukitoid rocks in the Southern São Francisco Craton highlighted by several authors (e.g., Moreira et al., 2018, 2020; Bruno et al., 2020, 2021; Araujo et al., 2021) as related to the Archean–Paleoproterozoic transition, we have chosen to apply the geochemical classification proposed by Laurent et al. (2014). The TTG group described in this work encompasses enderbitic orthogneisses, the sanukitoid group is formed by charno-enderbitic to enderbitic orthogneisses, and hybrid granitoids groups (I and II) are composed of charnockitic to charno-enderbitic rock associations. Intermediate and acid rocks plot in the calc-alkaline series on the AFM diagram (Fig. 5a) and are classified as high Ba–Sr granitoids (Fig. 5b) (Fowler et al., 2001, 2008; Tarney and Jones, 1994).

5.1.1.1. Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG). The first compositional group is characterized by silica-rich ($\text{SiO}_2 > 62$ wt.%), high Na_2O contents ($\text{Na}_2\text{O} > 3.90$ wt.%), low $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios (< 0.40), low Mg# (< 0.45) and are poor in ferromagnesian oxides ($\text{FeO}_t + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 7.50$ wt.%). The CaO content ranges from 4.25 wt.% to 4.69 wt.%, resulting in moderate $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ratios. Due to the high SiO_2 content, these rocks plot in the granodiorite field in the TAS diagram (Fig. 6a). In the SiO_2 vs. K_2O diagram, one sample plot in the medium-K calc-alkaline field and two samples with lower contents of K_2O plot in the low-K series field (Fig. 6b). These rocks are also classified as magnesian (Fig. 7a), calcic (Fig. 7b) and metaluminous to slightly peraluminous (Fig. 7c). In the REE chondrite-normalized diagram, these rocks show positive Eu anomalies ($1.59 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 2.66$) and steep fractionated pattern of light rare-earth elements (LREE) and a flat pattern on heavy rare-earth elements (HREE), resulting in high La_N/Yb_N ratios (> 30) (Fig. 8a). The samples of this group exhibit high Sr/Y ratios (44.71–91) and low to moderate contents of high-field strength elements (HFSE) such as Nb (2–7 ppm) and Zr (146–220 ppm). There is a trough of Nb–Ta, P and Ti and positive anomaly of Ba on the primitive-mantle normalized diagram (Fig. 8b). The geochemistry of these granitoids is consistent with the TTG classification proposed in Moyen and Martin (2012) and Laurent et al. (2014) (see Fig. 9a, b).

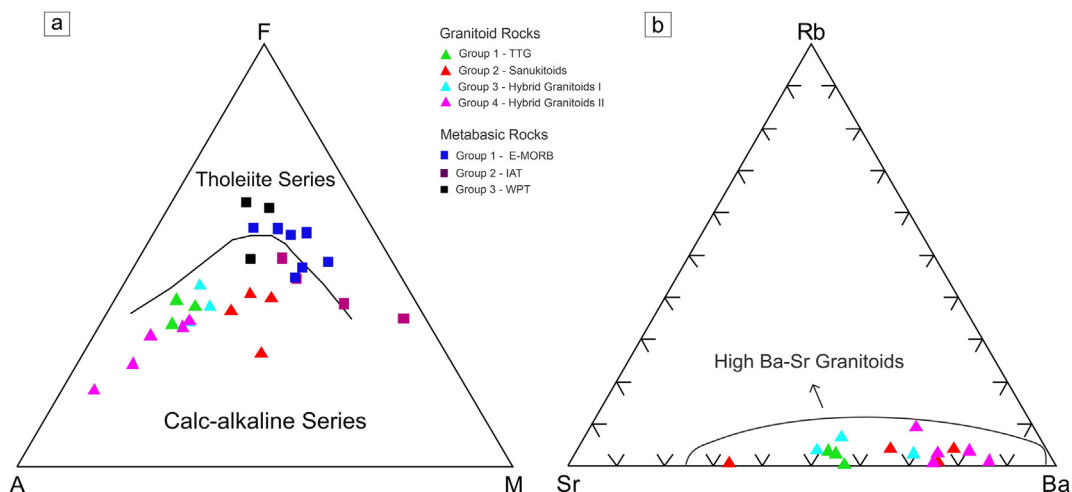


Fig. 5. (a) AFM diagram of (Irvine and Baragar, 1971) displaying granitoid and basic rocks plotting in both calc-alkaline and tholeiite series. (b) Ternary Rb-Ba-Sr diagram with a field of high Ba-Sr from Tarney and Jones (1994).

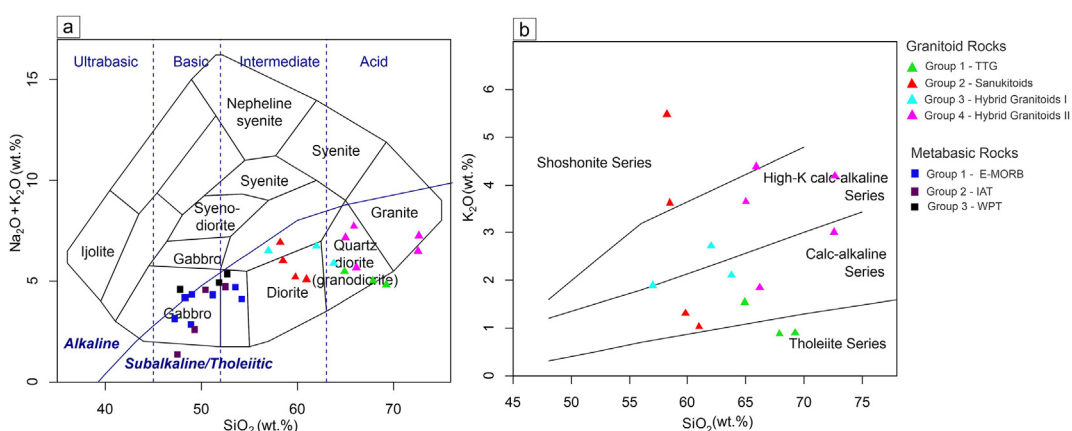


Fig. 6. Geochemical classification of the studied orthogranulites. (a) TAS classificatory diagram (SiO₂ vs. Na₂O + K₂O) of Cox et al. (1979) showing IAT, WPT and E-MORB groups plotting in the basic, gabbro and tholeiitic series fields and granitoid rocks plotting in an expanded subalkaline series from diorites to granites. A single sample from an intermediate orthogranulite plot in the alkaline syeno-diorite field. (b) SiO₂ vs. K₂O diagram (Peccerillo and Taylor, 1976) showing granitoid rocks as an expanded calc-alkaline series from Low K to High K signatures.

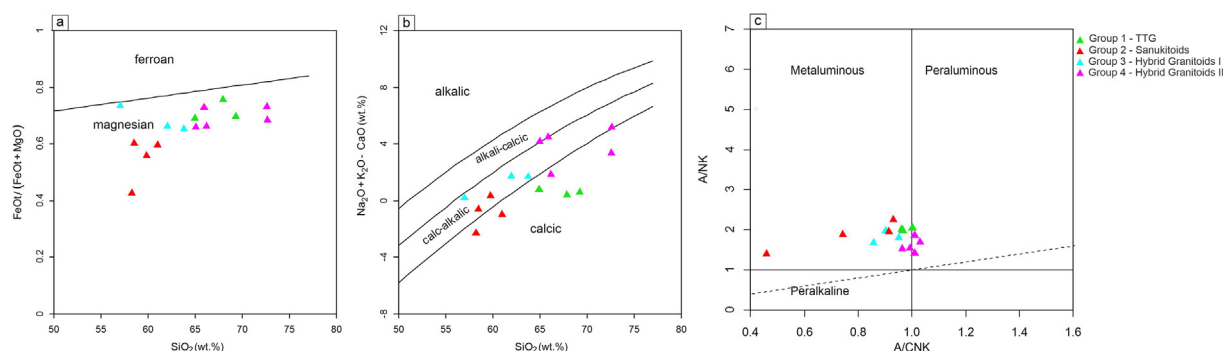


Fig. 7. (a) FeO/(FeO + MgO) vs. SiO₂ (Frost et al., 2001) diagram showing intermediate to acid orthogranulites in the magnesian field and two samples of intermediate orthogranulites straddling in the limit between magnesian and ferroan granitoid rocks. (b) In the (Na₂O + K₂O - CaO) vs. SiO₂ (Frost et al., 2001) diagram samples plot in the calcic and calc-alkalic fields. (c) In the A/NK vs. A/CNK diagram (after Shand, 1943) orthogranulite samples from Group 1 and 4 are slightly peraluminous to metaluminous and samples from Group 2 and 3 are classified as metaluminous.

5.1.1.2. Sanukitoids. The second compositional group is characterized by SiO₂ contents varying from 58.23 wt.% to 60.98 wt.%, variable K₂O content (1.03 wt.% ≤ K₂O ≤ 5.48 wt.%) with a range of K₂O / Na₂O varying from 0.33 to 3.81, and high CaO contents

(CaO > 4.84 wt.%). Samples are classified as diorite in the TAS diagram and medium-K and shoshonitic fields in the SiO₂ vs. K₂O diagram (Fig. 6a, b). The rocks are calcic to alkali-calcic according to Frost et al. (2001) classification (Fig. 7a) and metaluminous, with

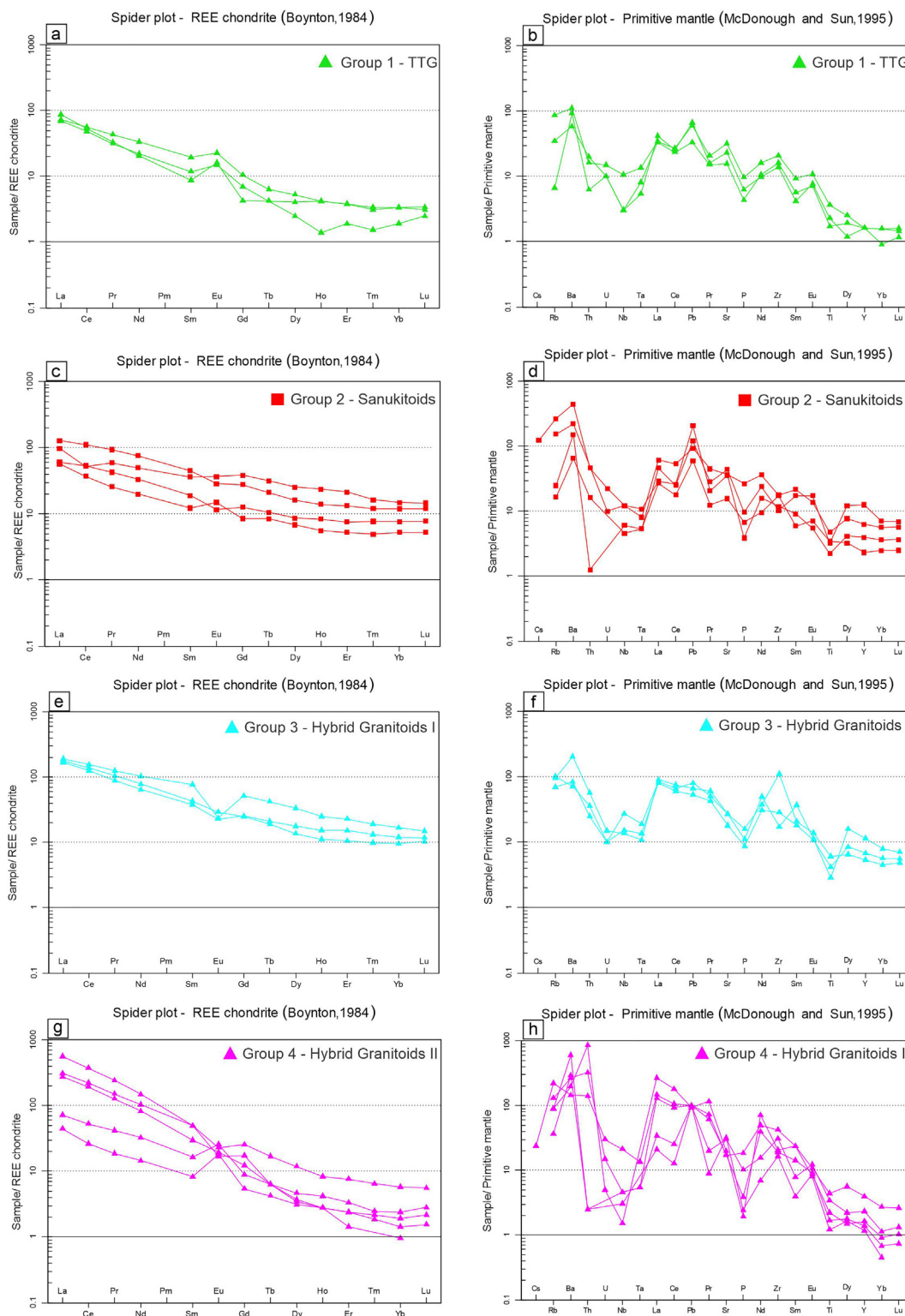


Fig. 8. Left column displays average chondrite-normalized REE patterns normalized after values from [Boynton \(1984\)](#): (a) TTG group; (c) Sanukitoid group; (e) Hybrid Granitoid I group; (g) Hybrid Granitoid II group. Right column displays Mantle-normalized multi-element plots ([McDonough and Sun, 1995](#)): (b) TTG group; (d) Sanukitoid group; (f) Hybrid Granitoid I group; (h) Hybrid Granitoid II group.

A/CNK ratios varying from 0.4 to 0.90 (Fig. 7c). These samples present moderate to high Mg# (>0.54) and high contents of ferromagnesian oxides (FeO_t + MnO + MgO + TiO₂ > 8.90 wt.%) and display high content of compatible elements such as V (65–181 ppm), Ni (20–140 ppm) and Cr (70–310 ppm) as well as high content of

incompatible elements such as Ba (1004–2931 ppm), except for sample AR-VC-217b which shows Ba contents of 432 ppm, and Sr (312–879 ppm). In the REE chondrite-normalized diagram, these rocks show slightly negative to absent Eu anomalies (0.74 ≤ Eu/Eu* ≤ 0.98) and enrichment of LREE in relation to HREE, except for

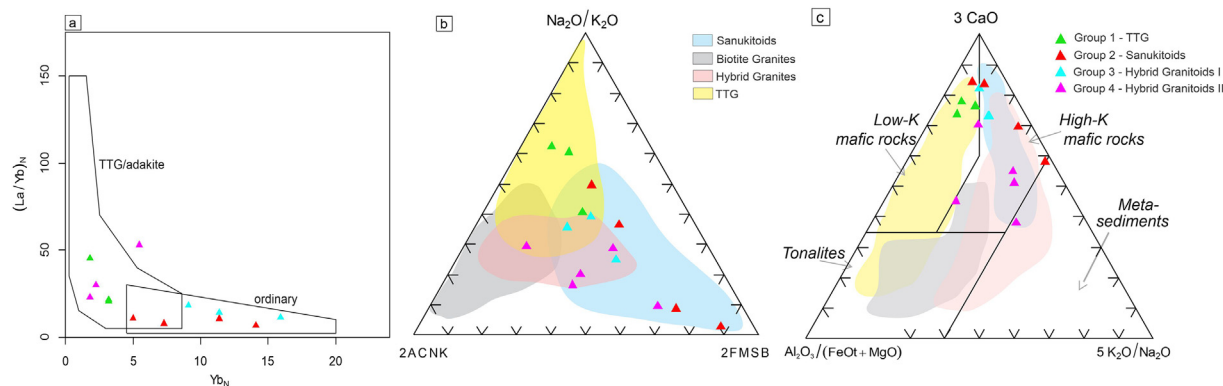


Fig. 9. (a) Diagram for adakite/TTG discrimination. (b) Ternary classification diagram from Laurent et al. (2014). Vertices are: $2 \times A/CNK$ (molar $Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O)$ ratio); Na_2O/K_2O and $2 \times (FeO + MgO) \times (Sr + Ba)$ wt.% (=FMSB). (c) Potential source melts derived composition ternary diagram proposed for Laurent et al. (2014). Vertices are: $Al_2O_3/(FeO + MgO)$; $3 \times CaO$; $5 \times (K_2O/Na_2O)$.

sample AR-VC-217b which shows small positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.46$) (Fig. 8c). In the primitive-mantle diagram, all samples show enrichment in fluid-mobile large-ion lithophile element (LILE) such as Ba, Rb and Pb and negative anomalies of Nb and Ta (Fig. 8d).

5.1.1.3. Hybrid granitoids I. The third compositional group is characterized by SiO_2 contents varying from 57.00 wt.% to 63.78 wt.%, K_2O/Na_2O ratio ranging from 0.40 to 1.20, plotting in the diorite and granodiorite field in the TAS diagram (Fig. 6a). The samples have medium to high-K calc-alkaline geochemical affinity (Fig. 6b), being classified as magnesian to slightly ferroan (Fig. 7a), calc-alkalic to alkalic-calcic (Fig. 7b) and metaluminous (A/CNK varying from 0.79 to 0.95) (Fig. 7c). Similar to the sanukitoids group, these samples are also REE- and HFSE- enriched with low Sr/Y ratio (6 – 23). REE chondrite-normalized patterns display fractionated pattern with enrichment of LREE in relation to HREE ($11.3 \leq La_N/Yb_N \leq 18.47$) together with negative Eu anomaly ($0.38 \leq Eu/Eu^* \leq 0.90$) (Fig. 8e). Trace element patterns display negative Sr, Nb, Ta and Ti anomalies as shown in the primitive mantle-normalized diagram (Fig. 8f).

5.1.1.4. Hybrid granitoids II. The fourth compositional group has high SiO_2 content (65.91–72.65 wt.%), variable K_2O/Na_2O ratios (0.48–1.31) plotting within the granite and granodiorite fields on TAS diagram (Fig. 6a). These rocks have medium- to high-K calc-alkaline geochemical affinity (Fig. 6b) and are magnesian (Fig. 7a). The $(Na_2O + K_2O - CaO)$ vs. SiO_2 diagram indicates a calcic to alkali-calcic signature (Fig. 7b). These samples are metaluminous to slightly peraluminous with A/CNK content varying from 0.96 to 1.03 (Fig. 7c). This group has moderately high ferromagnesian oxides sum ($2.55 \text{ wt.\%} \leq Fe_2O_3 + MnO + MgO + TiO_2 \leq 8.62 \text{ wt.\%}$) with high magnesium number ($Mg\# > 0.40$). The high Ni and Cr content vary from 20 to 40 ppm and 20 to 60 ppm, respectively, and this group also have moderately high contents of Sr (340–635 ppm). The REE- chondrite normalized profiles display a strongly fractionated pattern and exhibit slightly negative to highly positive Eu anomaly ($0.58 \leq Eu/Eu^* \leq 2.76$) (Fig. 8g). In the primitive mantle-normalized diagram, this group displays positive Sr and negative Nb, P and Ti anomalies (Fig. 8h).

5.1.2. Metabasic rocks

The metabasic rocks, described in the field and petrographically as mafic orthogranulites, have been subdivided into three geochemical groups (Enriched Mid-Ocean Ridge Basalts (E-MORB), Island Arc Tholeiites (IAT) and Within-plate Basalts (WPB)) –

considering their REE patterns and TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O and Na_2O contents. Metabasic rocks are classified as tholeiitic and calc-alkaline series in the AFM diagram (Fig. 5a). All samples plot in the sub-alkaline field in the TAS diagram, with SiO_2 and $Na_2O + K_2O$ spanning between 47.22–54.2 wt.% and 1.37–5.36 wt.%, respectively (Fig. 6a).

5.1.2.1. E-MORB metabasic rocks. The first group is characterized by SiO_2 content varying from 47.22 wt.% to 54.20 wt.% and with REE - chondrite normalized profiles showing relative enrichment of LREE over HREE ($2.94 \leq La_N/Yb_N \leq 7.18$) (Fig. 10a). In the N-MORB normalized multielement diagram from Sun and McDonough (1989) (Fig. 10b), all the samples show enrichment in incompatible elements such as Ba, K, Pb, Sr and Nd. The rocks of this group plot in the E-MORB field in the tectonic discriminant diagram of Pearce (1982) (Fig. 11a), within the compressive to extensional domains on the ternary diagram of Cabanis and Lecolle (1989) (Fig. 11b) and in the E-MORB field in the tectonic diagram of Pearce (2008) (Fig. 11c).

5.1.2.2. Island arc Tholeiites (IAT). The second geochemical group of metabasic rocks have low TiO_2 content (<1.10 wt.%), moderate $Mg\#$ (>0.51), high content of CaO (8.18–12.10 wt.%) and high Al_2O_3/TiO_2 (>9.32) ratios. The REE-chondrite normalized diagram shows a LREE-enrichment relative to HREE ($11.8 \leq La_N/Yb_N \leq 46.3$) and sample AD-VC-238b shows a prominent negative Ce anomaly (Fig. 10c). Enrichment in incompatible elements such as Ba, La, Pb and Nd is highlighted in the N-MORB-normalized diagram (Fig. 10d). These rocks plot within the island arc lavas field in the Zr vs Ti diagram of Pearce (1982) (Fig. 11a) and in the orogenic (compressive) domain field in the ternary diagram of Cabanis and Lecolle (1989) (Fig. 11b).

5.1.2.3. Within-Plate Basalts. The third geochemical group regarding the metabasic rocks exhibits high TiO_2 (1.55–3.95 wt.%), moderate contents of CaO (7.17–8.70 wt.%) and low $Mg\#$ (0.30–0.45). These rocks also exhibit fractionated patterns with LREE-enrichment over HREE ($13.0 \leq La_N/Yb_N \leq 28.3$) in the REE-chondrite normalized diagram (Fig. 10e), with LREE-enrichment (up to 100 ppm) and subtle negative to absent Eu anomalies ($0.68 \leq Eu/Eu^* \leq 0.95$). Low to moderate concentrations of Nb (2–40 ppm) and high contents of La (42.80–55.90 ppm) leads to low Nb/La ratios (≤ 0.93). Low concentration in Sr (≤ 363 ppm) define a negative anomaly of this element in the N-MORB normalized diagram, which displays a strong fractionation from LILE over HFSE (Fig. 10f). The rocks of this group plot in the within-plate

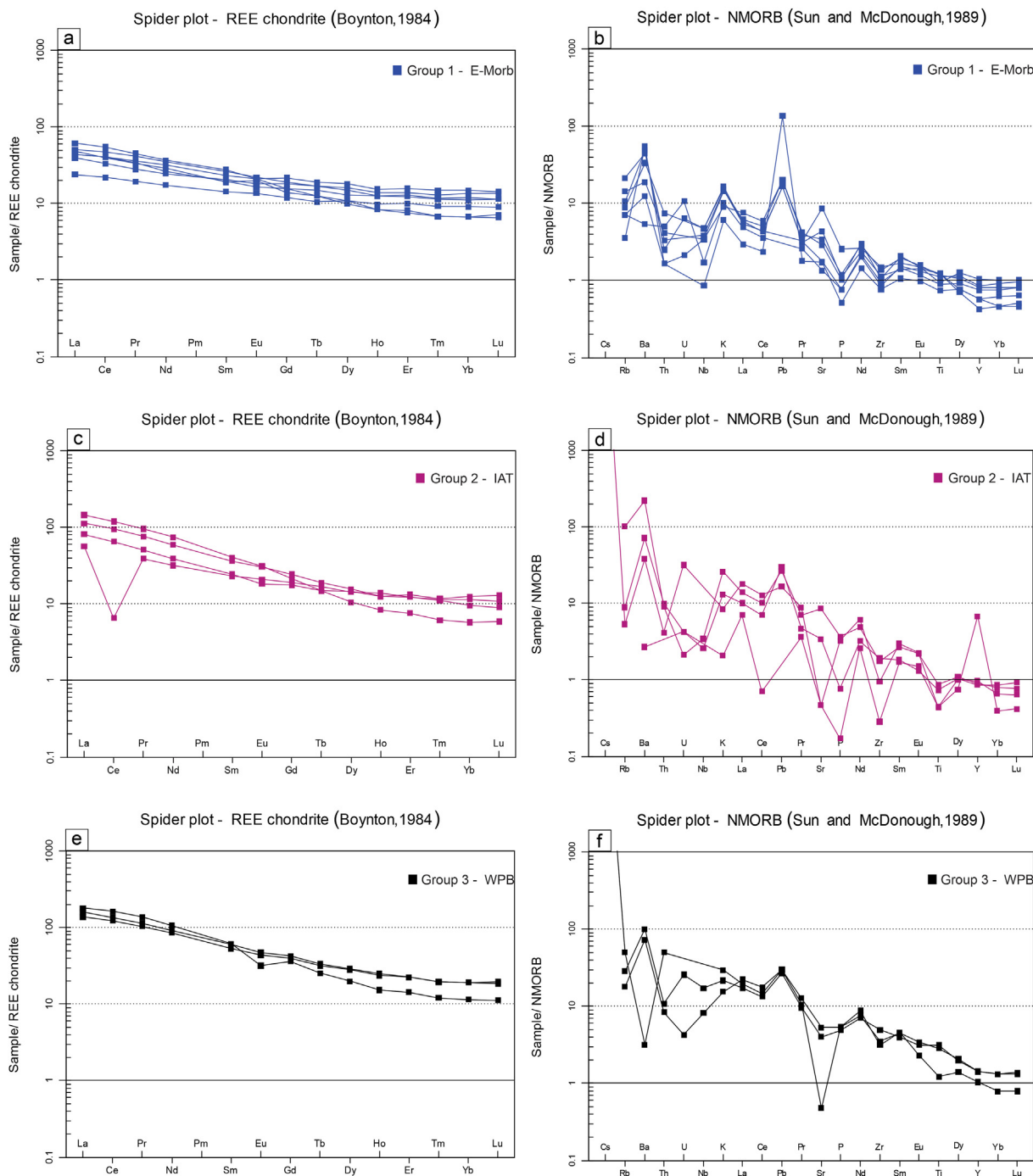


Fig. 10. Left column displays average chondrite-normalized REE patterns normalized after values from [Boynton \(1984\)](#): (a) E-MORB group; (c) Island Arc Tholeiites group; (e) Within Plate Basalts group. Right column displays NMORB-normalized multielement plots ([Sun and McDonough, 1989](#)): (b) E-MORB group; (d) Island Arc Tholeiites group; (f) Within Plate Basalts group.

basalts field in the tectonic discriminant diagram of [Pearce \(1982; Fig. 11a\)](#).

5.2. U–Pb geochronology

Zircon LA-ICP-MS U–Pb geochronology analyses were performed considering petrographic and geochemical diversity previously exposed (see section 3), covering a geographical area that encompasses several thrust sheets of the JFC ([Fig. 2](#)). Geochronological results are summarized in [Table 1](#).

Sample MAJF 26 is an enderbitic orthogranulite with a TTG geochemical signature. The zircon crystals vary from translucent to opaque with light to dark brown colors and are mostly subhedral, elongated with sizes ranging from 30 to 400 μm. Sub-rounded to rounded shaped zircon grains also occurs exhibiting irregular concentric zoning ([Fig. 12a](#)). Out of 35 U–Pb analyses from cores and rims, Th/U ratios ranged between 0.004 and 1.24 and three distinct age population were obtained. Nine analyses define a concordia age of 594 ± 7 Ma (MSWD = 0.98) which is similar to the lower intercept ages obtained from two distinct discordia lines. These Ediacaran ages were obtained from dark luminescence zircons rims

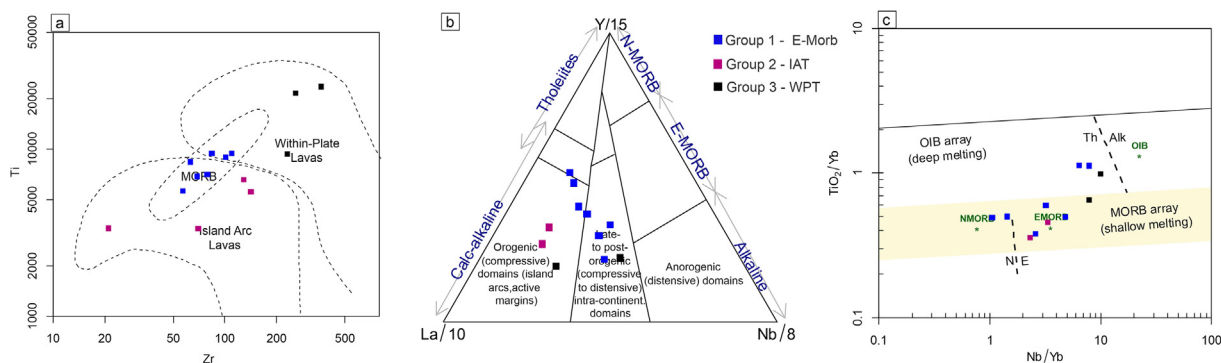


Fig. 11. Geotectonic discrimination diagram for the studied basic orthogranulites. (a) Zr vs. Ti (Pearce, 1982); (b) Ternary diagram from Cabanis and Lecolle (1989); (c) Nb/Yb vs TiO_2/Yb (Pearce, 2008).

Table 1
Summary of zircon U–Pb geochronology results.

	Sample	Rock type	Crystallization age (Ma)	Inheritance age (Ma)	Metamorphism age (Ma)
Stage 1	MAJF 26	Enderbitic Orthogranulite	2085 ± 24	2380 ± 19	591 ± 10
	CTVC 8D	Basic Orthogranulite	2101 ± 12	–	–
	ADVC 241A	Enderbitic Orthogranulite	2067 ± 6	–	–
Stage 2	SJVC 72A	Basic Orthogranulite	2038 ± 5	–	512 ± 11
	MRVC 23A	Charnokitic Orthogranulite	2019 ± 16	–	636 ± 39
	MAJF 14	Charno-enderbitic Orthogranulite	1982 ± 18	2730 ± 19	600 ± 41
	MAJF 16	Charno-enderbitic Orthogranulite	1934 ± 12	–	583 ± 18

and are interpreted to be related with the granulitic facies metamorphism (Fig. 12a and b). A group of 20 analyses from zircon cores, treated together with the nine Neoproterozoic ages, yields an upper intercept age of 2379 ± 12 Ma (MSWD = 0.90) and are interpreted as inheritance (Fig. 12a and b). Six analyses adjusted into a discordia line in which the upper intercept age of 2085 ± 24 Ma (MSWD = 0.56) is interpreted as the crystallization age of this sample (Fig. 12a and b).

Sample CT-VC-08D is a basic orthogranulite with IAT signature. The most common zircon grain morphology is prismatic in shape and some rounded grains displaying oscillatory zoning in the cores exhibiting convoluted internal microstructure (Fig. 12c). Grains are euhedral to subhedral, elongated and size ranges from 50 to 400 μm with shape-ratios of 3:1 to 1:1. The Th/U ratio show ranges of 0.02–1.24. Out of 30 U–Pb analyses acquired from this sample, 26 show concordance of $100 \pm 2\%$ defining a concordia age of 2089 ± 4 Ma (MSWD = 1.9) (Fig. 12d). Ten oldest zircon grains define an average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2101 ± 12 Ma (MSWD = 1.8) interpreted as the best approximated crystallization age.

Sample AD-VC-241A is an enderbite orthogranulite with a sanukitoid geochemical signature. This sample has light pink to deep dark brown translucent to opaque zircon grains, which are mostly subhedral in shape and ranges from 50 to 400 μm in size (Fig. 12e). Forty-five out of 67 U–Pb data of cores and rims show a Th/U ratio ranging from 0.25 to 3.52 and concordance of $100 \pm 2\%$ and yield a concordia age of 2070 ± 9 Ma (MSWD = 0.014) (Fig. 12d). The average of the 10 oldest zircon grain gives a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ average age of 2067 ± 6 Ma (MSWD = 0.41) agrees with the concordia age of the sample, being interpreted as the crystallization age of the igneous protolith (Fig. 12f).

Sample SJ-VC-72A is a basic orthogranulite with E-MORB signature. Zircon grains are translucent to opaque, with an elongated subhedral morphology (Fig. 12g) and light brown colors. The Th/U ratio of 127 from 133 analyses vary from 1.35 to 4.07 and the U–Pb isotopic ratios define a discordia trend indicating ancient Pb loss. This trend yields an upper intercept of 2038 ± 5 Ma

(MSWD = 0.68) (Fig. 12h) and a lower intercept of 512 ± 11 Ma being interpreted as the crystallization age of the igneous protolith and a metamorphic overprint, respectively.

Sample MR-VC-23A is a charnockitic orthogranulite related to the hybrid granitoid II geochemical group. The zircon crystals vary from translucent to opaque with light pink to dark brown colors and are euhedral to subhedral in morphology. Elongated grains range from 200 to 500 μm , while stubby rounded grains range from 30 to 80 μm (Fig. 13a). Forty-one U–Pb analyses were obtained, and all data points display a Th/U ratio ranging from 0.42 to 1.46 and define a discordia trend with an upper intercept of 2019 ± 16 Ma (MSWD = 0.17), interpreted as crystallization age of the igneous protolith, and a lower intercept of 636 ± 39 Ma interpreted as a metamorphic age (Fig. 13b).

Sample MAJF 14 is a charno-enderbitic orthogranulite related to the hybrid granitoid I geochemical group. The most common zircon grains morphology is prismatic, euhedral to subhedral with light to bright brown colors. In the CL image, zircon crystals show core-rim textures with oscillatory zoning. Subrounded to rounded grains also occurs and exhibit convoluted internal structure, suggesting crystal overgrowth during high grade metamorphism (Corfu et al., 2003) (Fig. 13c). Out of 64 U–Pb data points, 14 analyses display Th/U ratios ranging from 0.02 to 1.25 and define a discordia trend with an upper intercept of 1982 ± 18 Ma (MSWD = 1.7), interpreted as crystallization age of the igneous protolith, and a lower intercept of 600 ± 41 Ma, interpreted as the metamorphic overprint (Fig. 13d). An upper intercept age of 2694 ± 11 Ma (MSWD = 2.4), obtained from 45 analyses, is interpreted as evidence of Neoproterozoic inheritance (Fig. 13d). The lower intercept from both discordia lines agree with the concordia age of 604 ± 11 Ma (MSWD = 2.4) from analyses of five zircon rims, reinforcing the presence of a Neoproterozoic metamorphic event.

Sample MAJF 16 is a charno-enderbitic orthogranulite related to the hybrid granitoid II geochemical group. Subhedral prismatic crystal grains are the main morphology, but sub-rounded to rounded grains also occur and grain size vary from 30 to 320 μm .

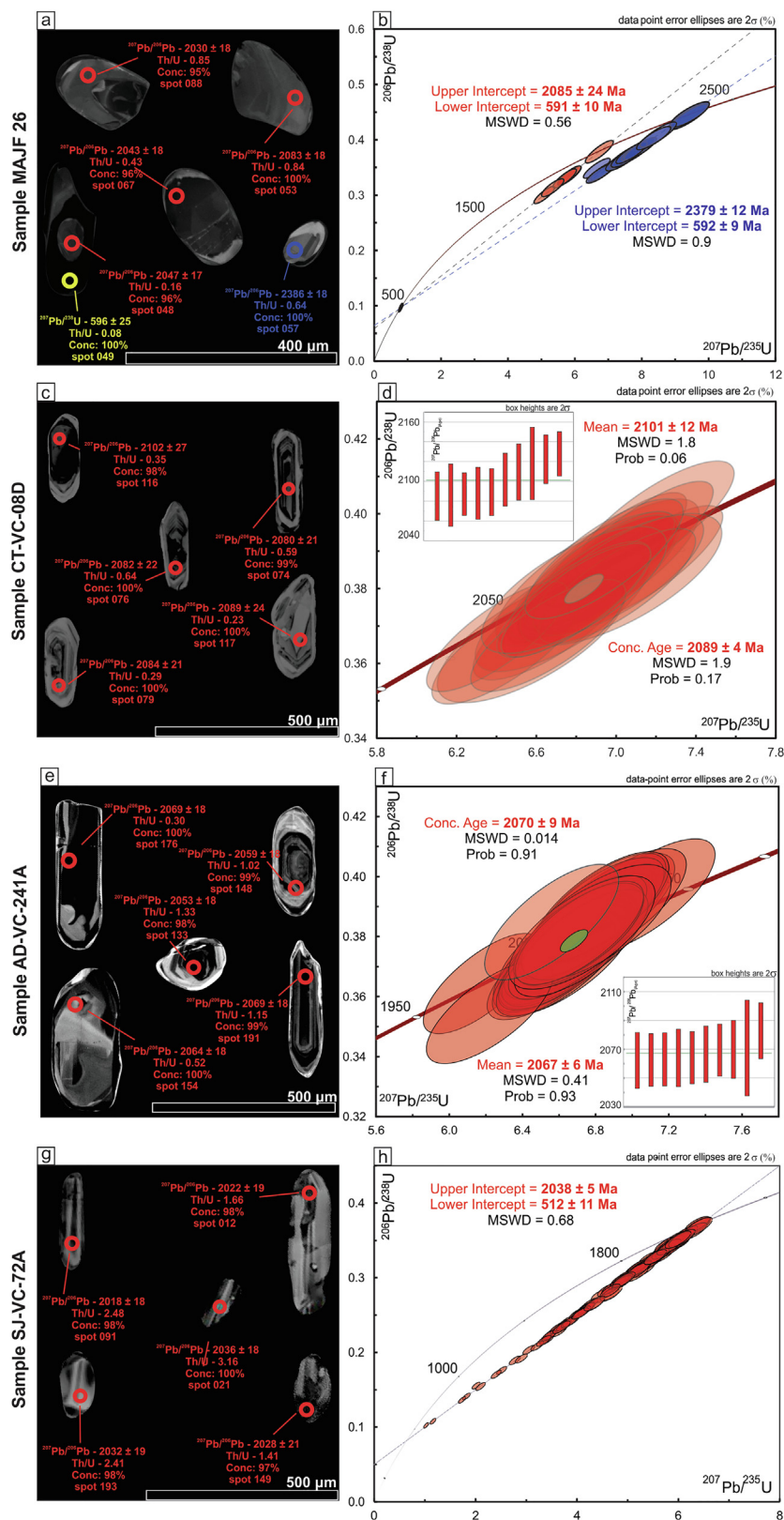


Fig. 12. Concordia diagrams presenting zircon U–Pb results and Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains for the rocks of the Juiz de Fora Complex. Circles on the zircon grains indicate spot locations for U–Pb results. Paleoproterozoic data are shown in $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date in red (in Ma), Siderian inherited zircon ages are shown in $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date in blue (in Ma) and Neoproterozoic data in $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date in yellow (in Ma). Zircon codes refer to analytical ID in U–Pb data table in [Supplementary Data Table 2](#). (a) Zircon grains of the enderbitic orthogranulite from TTG group (sample MAJF 26); (b) Discordia line for sample MAJF 26; (c) zircon grains of the basic orthogranulite with IAT signature (sample CT-VC-08D); (d) Concordia age for the Paleoproterozoic protolith crystallization of sample CT-VC-08D; (e) zircon grains of an enderbitic orthogranulite from Sanukitoid group (sample AD-VC-241A); (f) Concordia age for the Paleoproterozoic protolith crystallization of sample AD-VC-241A; (g) zircon grains of the basic orthogranulite from E-MORB group (sample SJ-VC-72A); (h) Discordia line for sample SJ-VC-72A.

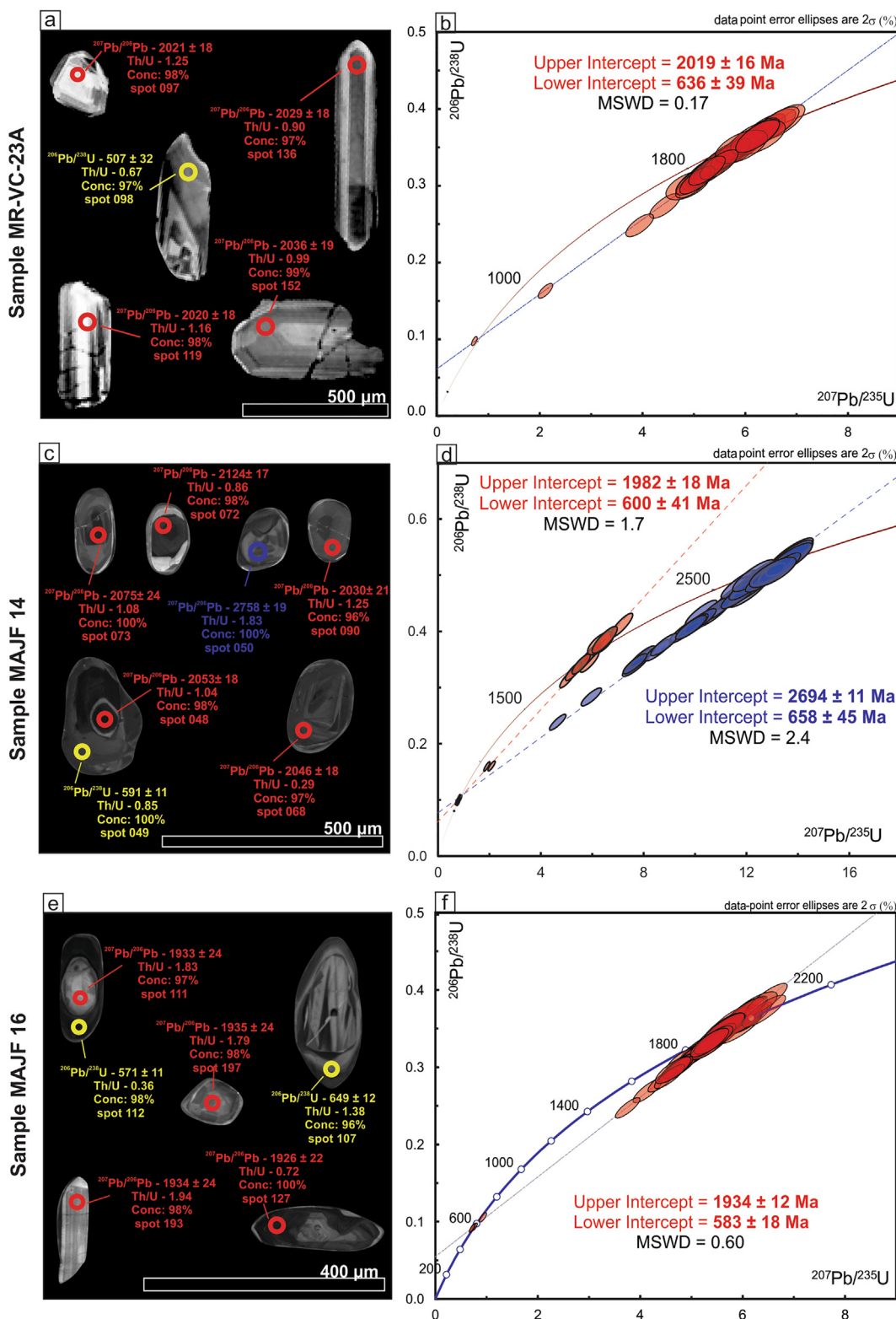


Fig. 13. Concordia diagrams presenting zircon U–Pb results and Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains for the rocks of the Juiz de Fora Complex. Circles on the zircon grains indicate spot locations for U–Pb results. Paleoproterozoic data are shown in $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date in red (in Ma) and Neoproterozoic data in $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date in yellow (in Ma). Zircon codes refer to analytical ID in U–Pb data table in [Supplementary Data Table 2](#). (a) Zircon grains of a charnockitic orthogranulite from Hybrid granitoid II group (sample MR-VC-23A); (b) Discordia line for sample MR-VC-23A; (c) zircon grains of a charno-enderbitic orthogranulite from hybrid granitoid I group (sample MAJF 14); (d) Discordia line for sample MAJF 14; (e) zircon grains of a charno-enderbitic orthogranulite from hybrid granitoid II group (sample MAJF 16); (f) Discordia line for sample MAJF 16.

The zircon grains are translucent to opaque with light pink to deep brown colors and some of the rounded crystal ones exhibit convoluted internal microstructure (Fig. 13e). Out of 78 U–Pb data

points, 60 analyses display Th/U ratios ranging from 0.16 to 2.76. These analyses define a discordia trend that yields an upper intercept of 1934 ± 12 Ma (MSWD = 0.60), interpreted as crystallization

Table 2
 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, T_{DM} model ages and Sr whole rock analytical data for the JFC samples.

Sample	Geochemical group	Crystallization age (Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$
CTVC 08D	IAT	2101	-5.44	2.68	0.70609
MAJF 26	TTG	2085	0.69	2.21	0.71199
ADVC 241A	Sanukitoid	2067	-10.98	3.05	0.71578
SJVC 72A	E-MORB	2038	-5.09	2.80	0.71384
MRVC 23A	Hybrid II	2019	-6.24	2.49	0.71075
MAJF 14	Hybrid I	1982	-9.93	2.90	0.71184
MAJF 16	Hybrid II	1934	-7.53	2.57	0.70902

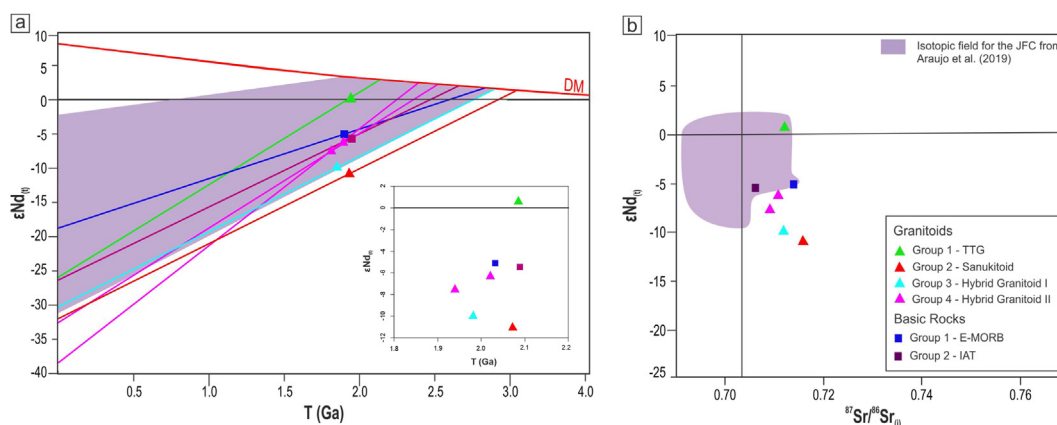


Fig. 14. (a) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ evolution vs time (crystallization ages) diagram. DM model from De Paolo (1981). Samples of the studied orthogranulites are compared with compiled data for the orthogranulites from Juiz de Fora complex reported by Araujo et al. (2019); (b) Isotopic diagram for the Juiz de fora complex. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram (t is the value of the samples at their crystallization ages), purple polygon represents compiled isotopic data for the Juiz de Fora complex orthogranulites. Adapted from Araujo et al. (2019).

age of the igneous protolith, and a lower intercept at 583 ± 18 Ma, interpreted as a metamorphic age (Fig. 13f).

5.3. Nd and Sr isotopes

Whole rock Sm–Nd and Sr isotopic analyses were performed on a selection of seven samples considering the geochemical diversity as well as their zircon U–Pb ages. Results are summarized in Table 2.

The petrogenetic parameters of the studied samples show $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values between -10.98 and $+0.69$ resulting in Nd T_{DM} model ages of 2.21–3.05 Ga and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios spanning between 0.70609 and 0.71578 calculated to the samples crystallization ages (Fig. 14).

6. Discussion

The combined U–Pb ages obtained from zircon populations and whole-rock Nd-isotope data in the investigated granitoids and metabasic rocks suggest that the studied area in the JFC depicts at least two major tectonic phases besides the Neoproterozoic Brasiliano metamorphic overprint, which is not the focus of this study. The tectonic stages and related magmatic episodes occurred during the Rhyacian to Orosirian at: ca. 2101–2070 Ma and 2038–1934 Ma (See Table 1 for summary of results).

6.1. Petrogenetic implications

Within the southern SFC, several authors argue in favor of a Siderian–Rhyacian evolution that resembles the magmatism related to the Archean–Paleoproterozoic transition, a delayed transition from TTG to sanukitoid magmatism when compared to other

cratonic areas (Moreira et al., 2018, 2020; Bruno et al., 2020, 2021; Araujo et al., 2021).

There is a consensus that TTGs were generated by partial melting of hydrated mafic crust at variable depths (Moyen and Martin, 2012; Martin et al., 2014; Moyen and Laurent, 2018). Although there is a debate concerning their geodynamic setting during the Archean, a subduction-like setting is favored for the delayed transition in the Paleoproterozoic (Hoffmann et al., 2011; Laurent et al., 2014; Hastie et al., 2015; Bédard, 2018; Bruno et al., 2020; Moreira et al., 2020). The generation of sanukitoids is considered by some authors the transition point between the TTG magmatism and modern calc-alkaline arc-related magmas through melting of subducted hydrous mafic crust, and overlying sediments, causing metasomatism in the mantle wedge (Heilimo et al., 2010; Martin et al., 2010; Laurent et al., 2014; Moyen and Laurent, 2018). The mantle wedge at the supra-subduction zone is a favorable setting for mantle enrichment in crustal elements, which is an important feature of the sanukitoid magmatism (Heilimo et al., 2010; Laurent et al., 2014; Rajesh et al., 2018). Thus, the generation of sanukitoid magmas is driven by interaction between a mantle peridotite and REE-rich fluids or melts. Another type of common rocks described together with TTGs and sanukitoids are the hybrid granitoids, which are commonly associated with a post-collisional stage produced by multiple sources (mantle and crustal derived magmas) (Laurent et al., 2014).

During the first event, the JFC was marked by coeval TTG and sanukitoid magmatism, alongside basic IAT. Geochemical data of the enderbites with TTG signatures suggest that the source of the magmatism at 2085 Ma is a low-K mafic rock, and slightly positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ value (0.68), being in good agreement with a juvenile source material. Also, the relatively high Sr/Y ratios up to 91, together with positive Eu anomaly, low Yb content and high La_N/Yb_N (>30) indicates a medium to high-pressure pressure tectonic setting

(outside the plagioclase stability field) compatible with a subduction-like environment (e.g., Martin et al., 2005; Moyen and Martin, 2012; Moyen and Laurent, 2018). The occurrence of IAT (ca. 2.1 Ga) implies in a pre-collisional setting with active intra-oceanic subduction, arguing in favor of Heilbron et al. (2010) geodynamic model for the JFC. The occurrence of Siderian zircon inheritance (sample MAJF 26) argues for a more mature arc environment at ca. 2.08 Ga. The sanukitoid magmatism is represented by an enderbite orthogranulite with a negative $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-11), a Nd T_{DM} model age of 3.05 Ga and a crystallization age defined by a concordia age of 2067 ± 6 Ma. These crustal isotopic data suggest that the sanukitoid magmatism either experienced assimilation of older, possibly Archean crust, or the presence of sediments acting as metasomatic agents in the mantle wedge (Heilimo et al., 2010; Martin et al., 2010; Laurent et al., 2014). Though the absence of inherited zircon grains in the dated sample from this group favors the mantle enrichment by the sediment hypothesis, Silva et al. (2002) reported an isolated Archean crystallization age of ca. 2.98 Ga within the JFC, making contamination by an Archean crust a possible mechanism for the isotopic signature of the sanukitoid suite. The age interval obtained in this work is slightly younger (2101–2070 Ma) than pre-collisional ages previously reported in Heilbron et al. (2010), Degler et al. (2018) and Araujo et al. (2021), arguing for a long-lasting evolution of this stage and suggesting some diachronic evolution within the studied area.

The second stage of the JFC magmatism described in this work is in the age interval of late- to post-collisional tectonic setting in the southern SFP (2038–1934 Ma) (Silva et al., 2002; Noce et al., 2007; Heilbron et al., 2010; Moreira et al., 2018, 2020; Bruno et al., 2020, 2021; Marimon et al., 2020). The tectonic affiliation of the metabasic rock with E-MORB type signature and hybrid granitoids of ca. 2.04 Ga–1.93 Ga, respectively, supports a heterogeneous source with contributions from asthenospheric mantle upwelling within an extensional post-collisional setting (Iwamori and Nakamura, 2015; Santosh et al., 2015; Yang et al., 2020). Their crustal isotopic signature, of both Nd and Sr (Table 2), are compatible with the aforementioned tectonic setting (Laurent et al., 2014; Moyen and Laurent, 2018), in the sense that distinct mantle and crustal derived magmas could be mixed and/or assimilated during the emplacement of these rocks. The occurrence of Neoproterozoic zircons in sample MAJF-14 is consistent with the presence of an Archean crustal source.

The lower intercept and concordant Neoproterozoic ages ranging between ca. 636 Ma and 512 Ma (Table 1) obtained from bright zircon rims in some of the analyzed samples matches well with the timing of arc accretion to collisional event for the Ribeira orogenic system (e.g., Heilbron et al., 2020) and represents the timing of granulite facies metamorphism that is widespread throughout the JFC rocks.

6.2. Lithochemical integration of the JFC

Compiled geochemical data from other rocks of the JFC are integrated with those presented in this work and supports the new geochemical classification for this unit. The JFC rocks typically encompasses primitive IAT and medium-K calc-alkaline series as well as high-K series granitoids and MORB-like basic rocks; minor occurrences of alkaline and within-plate magmatism are also reported (Duarte et al., 2000; Heilbron et al., 2010; Degler et al., 2018; Araujo et al., 2019, 2021; Kuribara et al., 2019). A typical arc-related expanded calc-alkaline series is a characteristic feature of the JFC as a whole, which is corroborated by trace element arc-like patterns with typical LILE enrichment and troughs in Ti, Nb and Ta.

The diagrams in Fig. 15 display samples with a wide range of SiO_2 (wt.%), extending from mafic to felsic compositions (Fig. 15a). Granitoid rocks are mostly magnesian and metaluminous (Fig. 15b, c). Some granitoid varieties are clearly akin to TTGs (Fig. 15d). These rocks display moderate $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ratios, relatively low $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (<0.4) and are compatible with a low-K meta-igneous mafic rocks source (Fig. 15e) in the potential source ternary diagram of Laurent et al. (2014). Another representative number of samples displays the diagnostic geochemical criteria of sanukitoids. Although biotite-granites generated by the partial melting of pre-existing continental TTG crust are not defined in any work developed within the JFC, they may occur as minor intrusions as highlighted in Fig. 15d and e. This might occur because of the Neoproterozoic high-grade granulitic metamorphic overprint that changes the primary mineralogy of the JFC rocks. Another interesting feature elucidated by Fig. 15 is that though metasediments are inferred as a possible source for some granitoids, there is no evidence of typically peraluminous rocks ($\text{ASI} > 1.1$). This shows that most of the sedimentary signature of Fig. 15e might be correlated to a metasomatic lithospheric mantle source, where its partial melting would generate rocks with relatively high $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios but with metaluminous affinity as observed for the sanukitoid group of this work.

6.3. Does the JFC represent only an intra-oceanic island arc system?

In high-grade and polymetamorphic terranes, integration of lithochemical and isotopic data is key for reconstructing its tectonic evolution (Passchier et al., 1993). Crustal scale processes and regional metamorphism usually have only a minor effect on the Sm–Nd systematics, making its results suitable for reconstructing the evolutionary history of complex arc-related terranes (DePaolo, 1988).

Since its conception, the juvenile geochemical and isotopic signature from the JFC is described as a typical intra-oceanic Siderian to Rhyacian arc-related terrane (Machado et al., 1996; Duarte et al., 2000; Heilbron et al., 2010). In a regional work covering the basement associations to the north of the Ribeira orogenic system, Degler et al. (2018) reported juvenile zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values from Opx-bearing rocks considered part of the JFC, endorsing the idea of a primitive island arc system. Silva et al. (2002) reported a Mesoarchean (ca. 2.99 Ga) crystallization age for an enderbite rock that outcrops within the JFC, indicating a localized occurrence of Archean crustal rocks. In the recent works of Araujo et al. (2019, 2021), the isotopic signature of the JFC rocks are variable. Siderian rocks have a predominantly juvenile isotopic signatures, whereas Rhyacian rocks shows mostly negative to chondritic $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values and Archean to early Paleoproterozoic T_{DM} model ages. This indicates the presence of Archean crustal components within the JFC, as previously suggested, also based on isotopic and geochronological data (Fischel et al., 1998; Silva et al., 2002; Noce et al., 2007; Kuribara et al., 2019).

The new results presented in this work support a crustal signature for the Rhyacian to Orosirian evolution of the JFC (Table 2 and Fig. 14). The dominantly negative $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values and associated Meso- to Neoproterozoic Nd T_{DM} model ages, as well as occasional inherited zircon grains for the post-collisional rocks (represented by the hybrid granitoids and E-MORB) strengthen the hypothesis of reworking of ancient crustal segments within the mature arc stage of the JFC.

Taking into consideration the available data for the JFC, we propose that this unit has started as a primitive intra-oceanic arc at ca. 2.4–2.3 Ga with the emplacement of arc-related low-K tholeiitic rocks (Heilbron et al., 2010; Araujo et al., 2021). By the Rhyacian, from ca. 2.2 Ga to 2.07 Ga, most of the pre-collisional rock assemblage (TTGs and sanukitoids) have incorporated an Archean crustal

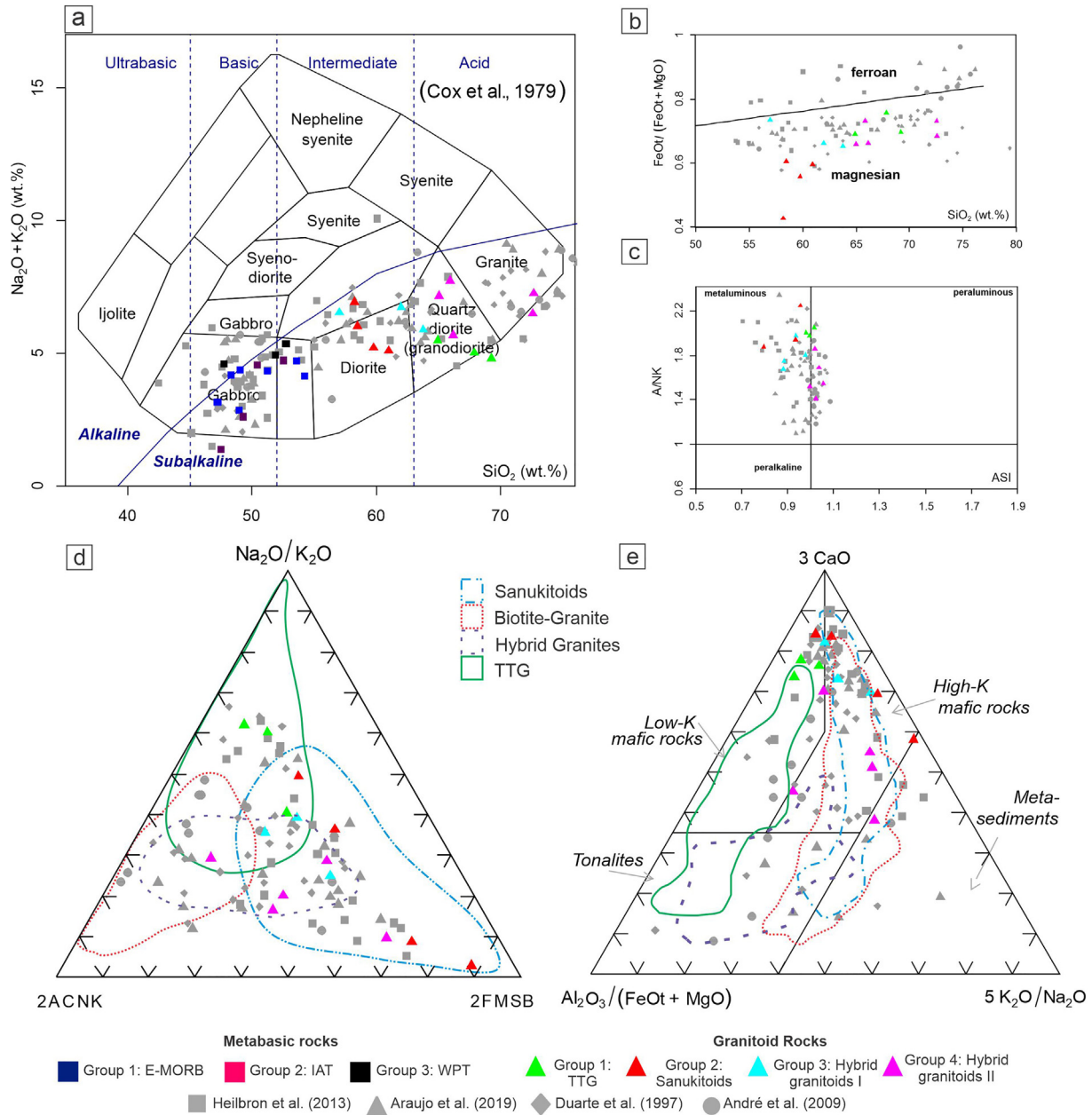


Fig. 15. Geochemical classification of the studied felsic orthogranulites with regional compiled data. (a) TAS classificatory diagram (SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) of Cox et al. (1979). (b) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. SiO_2 diagram (Frost et al., 2001). (c) A/NK vs. ASI diagram (after Shand, 1943). (d) Ternary classification diagram from Laurent et al. (2014). Vertices are: $2 \times \text{A/CNK}$ (molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ ratio); $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ and $2 \times (\text{FeO} + \text{MgO}) \times (\text{Sr} + \text{Ba}) \text{ wt.}\%$ (=FMSB). (e) Potential source melts derived composition ternary diagram proposed for Laurent et al. (2014). Vertices are: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO})$; $3 \times \text{CaO}$; $5 \times (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$. Compiled geochemical data from: Duarte et al., 1997; André et al., 2009; Heilbron et al., 2010; Araujo et al., 2019.

source modifying the $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ towards negative values, interpreted as subducted crustal material that metasomatized its mantle source for the sanukitoid suite. During the Orosirian, the post-collisional setting of the JFC is characterized by the emplacement of high-K hybrid granitoids together with E-MORB rocks both showing negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and Archean Nd T_{DM} model ages. Although these features can be related to a metasomatized mantle source, the presence of Archean zircon inheritance supports the presence of an Archean crust in the genesis or emplacement of the aforementioned rocks.

Two hypotheses can explain the existence of Archean contribution within the JFC: recycled sediment from a stable continental

crust (i.e., Piedade Block or Archean nucleus from the Juiz de Fora Complex) or the presence of an Archean microcontinent within the Paleoproterozoic intra-oceanic system (Silva et al., 2002; Bruno et al., 2020). The closest Archean nuclei described to the west of the JFC, the Piedade Block, could be a possible source of these signatures, due the existence of Neoproterozoic TTG and sanukitoid rocks (Bruno et al., 2020) but the presence of one dated Archean sample within the JFC (Silva et al., 2002) points to the interpretation where a Mesoarchean component is involved in the JFC evolution, whether by assimilation or recycling via subduction-like processes. Either way, the interpretation of the JFC solely as an intra-oceanic arc is considered an oversimplification.

7. Concluding remarks

The integration of new geochemical, geochronological, and isotopic data with previously published data for the JFC unravels a two-stage Paleoproterozoic evolution, supporting petrogenetic inferences and related tectonic settings for the study area as such:

- (1) The JFC is part of a magmatic arc which started as a primitive intra-oceanic setting with the emplacement of tholeiitic low-K intermediate rocks at ca 2.4–2.3 Ga, highlighted by Heilbron et al. (2010) and Araujo et al. (2021). This is followed by a stage of TTGs and sanukitoids magmatism associated with IAT attesting a pre-collisional assemblage emplaced at ca. 2.2–2.07 Ga. The occurrence of Siderian zircon inheritance in the studied TTG rocks suggests a progressive evolution during the transition from a dominant intra-oceanic arc in the Siderian to a Rhyacian stage involving the assimilation of Archean material, that led to a mature arc environment at ca. 2.08 Ga. The age interval obtained in this work is slightly younger than the previous pre-collisional ages quotes in the literature, supporting a long-lived evolution of this stage.
- (2) Metabasic association with E-MORB type affinities and hybrid granitoids of ca. 2.04 Ga and 1.93 Ga, respectively, are compatible with a post-collisional setting, suggesting an interval of late- to post-collisional tectonic setting consistent with crustal Nd and Sr isotopic signatures. Hence, distinct mantle and crustal derived reservoirs may have been mixed and/or assimilated during the emplacement of these rocks, as supported by the occurrence of Neoproterozoic zircons.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

We thank the Rio de Janeiro State University and the Faculty of Geology (FGEL) for all the support from the LGPA and LAGIR labs. We would also like to thank our partners for the analytical data during the last 30 years (USP, UFOP, University of Portsmouth, UQAM and Edmonton), FAPERJ, CNPq and CAPES, and joint projects with CPRM and Petrobras, are thanked for the financial support. Bruno Ribeiro and an anonymous reviewer, together with the editorial handling of Hugo Moreira, are thanked for all the suggestions that improved our manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101292>.

References

Achterberg, E., Ryan, C., Jackson, S., Griffin, W., 2001. Data Reduction Software for LA-ICP-MS: Appendix 3. Short Course Series 29, 239–243.

Aguilar, C., Alkmim, F.F., Lana, C.C., Farina, F., 2017. Paleoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: new insights from U-Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Res.* 289, 95–115.

Albert, C., Farina, F., Lana, C., Stevens, G., Storey, C., Gerdes, A., Dopico, C., 2016. Archean crustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses. *Lithos* 266–267, 64–86.

Alkmim, F.F., Teixeira, W., 2017. The Paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. (Eds.), *The*

São Francisco Craton and Its Margins, Eastern Brazil. *Regional Geology Review Series*. Springer-Verlag Chapter 5, 71–94.

Alkmim, F.F.M., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 33, 127–139.

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 orogeny in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Res.* 149, 43–64.

Alkmim, F.F., Noce, C.M., 2006. Outline of the geology of Quadrilátero Ferrífero. In: Alkmim, F.F., Noce, C.M. (Eds.), *The Paleoproterozoic Record of São Francisco Craton*. IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais. *Field Guide and Abstracts*, pp. 37–73.

Almeida, F.F.M., 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: *Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais*. Salvador. 1–10 (in Portuguese).

Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. Origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci. Rev.* 50, 77–111.

André, J.L.F., Valladares, C.S., Duarte, B.P., 2009. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (RJ): Litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd e Sr. *Rev. Bras. Geociênc.* 39 (4), 773–793 (in Portuguese with English abstract).

Araujo, L.E.A.B., Heilbron, M., Teixeira, W., Dussin, I.A., Valeriano, C.M., Bruno, H., Sato, K., Paravidini, G., Castro, M., 2021. Siderian to Rhyacian evolution of the Juiz de Fora Complex: Arc fingerprints and correlations within the Minas-Bahia Orogen and the Western Central Africa Belt. *Precambrian Res.* 359, 106118.

Araujo, L.E.A.B., Heilbron, M., Valeriano, C.M., Teixeira, W., Neto, C.C.A., 2019. Lithochemical and Nd-Sr isotope data of the orthogneisses of the Juiz de Fora complex, SE-Brazil: insights from a hidden Rhyacian Orogen within the Ribeira belt. *Braz. J. Geol.* 49, 3.

Ávila, C.A., Teixeira, W., Bongioio, E.M., Dussin, I.A., 2014. The Tiradentes suite and its role in the Rhyacian evolution of the Mineiro belt, São Francisco Craton: Geochemical and U-Pb geochronological evidence. *Precambrian Res.* 243, 221–251.

Ávila, C.A., Teixeira, W., Cordani, U.G., Moura, C.A.V., Pereira, R.M., 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro Belt. *J. S. Am. Earth Sci.* 29 (2), 464–482.

Barbosa, N.S., Teixeira, W., Ávila, C.A., Montecinos, P.M., Bongioio, E.M., 2015. 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Res.* 270, 204–225.

Barbosa, N., Teixeira, W., Ávila, C.A., Montecinos, P.M., Bongioio, E.M., Vasconcelos, F.F., 2019. U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41 Ga) in the Mineiro belt, São Franciscocraton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. *Precambrian Res.* 326, 399–416.

Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res.* 133, 1–27.

Bédard, J.H., 2018. Stagnant lids and mantle overturns: implications for Archean tectonics, magma genesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geosci. Front.* 9, 19–49.

Bersan, S.M., Costa, A.F.O., Danderfer, A., Abreu, F.R., Lana, C., Queiroga, G., Storey, C., Moreira, H., 2020. Paleoproterozoic juvenile magmatism within the northeastern sector of the São Francisco paleocontinent: Insights from the shoshonitic high Ba-Sr Montezuma granitoids. *Geosci. Front.* 11 (5), 1821–1840.

Bersan, S.M., Danderfer, A., Storey, C., Bruno, H., Moreira, H., Abreu, F.R., Lana, C., Gonçalves, L., Nahas, I., 2022. A perspective on potassic and ultrapotassic rocks: Constraints on the Paleoproterozoic late to post-collisional event in the São Francisco paleocontinent. *Geosci. Front.* 13 (5) 101179.

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry 2)*. Elsevier, pp. 63–114.

Brito-Neves, B.B., 2002. Main stages of development of sedimentary basins of South America and their relationships of tectonics of supercontinents. *Gondwana Res.* 5, 175–196.

Bruno, H., Elizeu, V., Heilbron, M., Valeriano, C.M., Strachan, R., Fowler, M., Bersan, S., Moreira, H., Dussin, I., Silva, L.G.E.S., Tupinambá, M., Almeida, J., Dunlop, J., Neto, C., Carvalho, M., Almeida, R., Storey, C., 2020. Neoproterozoic and Rhyacian TTG-Sanukitoid suites in the southern São Francisco Palecontinent, Brazil: Evidence for diachronous change towards modern tectonics. *Geosci. Front.* 11 (5), 1763–1787.

Bruno, H., Heilbron, M., Valeriano, C.M., Strachan, R., Fowler, M., Bersan, S., Moreira, H., Motta, R., Almeida, J., Almeida, R., Carvalho, M., Storey, C., 2021. Evidence for a complex accretionary history preceding the amalgamation of Columbia: the Rhyacian Minas-Bahia Orogen, southern São Francisco Palecontinent, Brazil. *Gondwana Res.* 92, 149–171.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci.* 309, 2023–2029 (in Portuguese).

Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems 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 América. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 335–365.
- Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform based on Sm-Nd isotopic systematic on granitoid rocks. *Episodes* 22, 167–173.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochim.* 53.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen Unwin, London.
- Cutts, K., Lana, C., Moreira, H., Alkmim, F., Peres, G., 2020. Zircon U-Pb and Lu-Hf record from high-grade complexes within the Mantiqueira Complex: First evidence of juvenile crustal input at 2.4–2.2 Ga and implications for the Palaeoproterozoic evolution of the São Francisco Craton. *Precambrian Res.* 338, 105567.
- D'Agrella-Filho, M.S., Cordani, U.G., 2017. The Paleomagnetic Record of the São Francisco-Congo Craton. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. (Eds.), *The São Francisco Craton and Its Margins, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag Chapter 17, 321–331.
- Danderfer, A., Lana, C.C., Naliní Júnior, H.A., Costa, A.F.O., 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Res.* 28 (2), 668–688.
- De Paolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189–202.
- DePaolo, D.J., 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction*, Springer, New York, p. 187.
- Degler, R., Pedrosa-Soares, A.C., Novo, T., Tedeschi, M., Silva, L.C., Dussin, I., Lana, C., 2018. Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Araçuaí-Ribeira orogenic system (SE Brazil): Links in the Congo-São Francisco palaeocontinent. *Precambrian Res.* 317, 179–195.
- Duarte, B.P., Heilbron, M., Campos Neto, M.C., 2000. Granulite/charnockite from the Juiz de Fora Domain, central segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira belt. *Rev. Bras. Geociênc.* 30 (3), 358–362.
- Duarte, B.P., Valente, S.C., Heilbron, M., Campos Neto, M.C., 2004. Petrogenesis of the orthogneisses of Mantiqueira Complex, central Ribeira belt, SE Brazil: An Archean to Palaeoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Res.* 7 (2), 437–450.
- Duarte, B.P., Figueiredo, M.C.H., Campos Neto, M., Heilbron, M., 1997. Geochemistry of the granulite fácies orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geociênc.* 27 (1), 67–82.
- Fischel, D.P., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Costa, A.G., Rosière, C.A., 1998. Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de For a Complexes (Ribeira Belt) in the Abre Campo Manhaçu region, Minas Gerais, Brazil. In: *International Conference on Basement Tectonics*. Abstracts v.14, p. 21–23.
- Fowler, M., Kocks, H., Darbyshire, D., Greenwood, P., 2008. Petrogenesis of high Ba-Sr granitoids from the Northern Highland Terrane of the British Caledonian Province. *Lithos* 105 (1–2), 129–148.
- Fowler, M.B., Henney, P.J., Darbyshire, D.P.F., Greenwood, P.B., 2001. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *J. Geol. Soc. London* 158, 521–534.
- 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. *J. Petrol.* 42, 2033–2048.
- Goulet, L.E.A., Carneiro, M.A., Endo, I., Suito, M.T.F., 2013. New evidence of Neoproterozoic crustal growth in southern São Francisco Craton: the Carmópolis de Minas Layered Suite, Minas Gerais, Brazil. *Braz. J. Geol.* 43 (3), 445–459.
- Guadagnin, F., Chemale Jr., F., Magalhães, A.J.C., Santana, A., Dussin, I., Takehara, L., 2015. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo-São Francisco Craton. *Gondwana Res.* 27 (1), 363–376.
- Hastie, A.R., Fitton, J.G., Mitchell, S.F., Neill, I., Nowell, G.M., Millar, I.L., 2015. Can fractional crystallization, mixing and assimilation processes be responsible for Jamaican-type adakites? Implications for generating Eoarchean continental crust. *J. Petrol.* 56, 1251–1284.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Peixoto, C., Tupinambá, M., Neubauer, F., Dussin, I., Corrales, F., Bruno, H., Lobato, M., Almeida, J.C., Eirado-Silva, L.G., 2020. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review. *J. South Am. Earth Sci.* 105, 102710.
- Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F., 2017a. The São Francisco Craton and its margins. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. (Eds.), *The São Francisco Craton and Its Margins, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag Chapter 1, 3–14.
- Heilbron, M., Ribeiro, A., Valeriano, C.M., Paciullo, F.V., Almeida, J.C.H., Trouw, R.J.A., Tupinambá, M., Eirado, L.G., 2017b. The Ribeira Belt. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. (Eds.), *The São Francisco Craton and Its Margins, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag Chapter 15, 277–302.
- 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 Res.* 178, 136–148.
- Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H., 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*. AGU v. 115, p. 1–32.
- Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.
- Hoffmann, J.E., Muñker, C., Næraa, T., Rosing, M.T., Herwartz, D., Garbe-Schönberg, D., Svahnberg, H., 2011. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 4157–4178.
- Irvine, T.M., Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Iwamori, H., Nakamura, H., 2015. Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics. *Gondwana Res.* 27, 1131–1151.
- Janousek, V., Farrow, C., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDKit). *J. Petrol.* 47, 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>.
- Kuribara, Y., Tsunogae, T., Santosh, M., Takamura, Y., Costa, A.G., Rosière, C.A., 2019. Eoarchean to Neoproterozoic crustal evolution of the Mantiqueira and the Juiz de Fora Complexes, SE Brazil: Petrology, geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes. *Precambrian Res.* 323, 82–101.
- Lana, C., Alkmim, F.F., Armstrong, R., Scholz, R., Romano, R., Naliní Jr., H.A., 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Res.* 231, 157–173.
- Laurent, O., Martin, H., Moyer, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late Archean granitoids: evidence for the onset of 'modern-style' plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205, 208–235.
- Ludwig, K.R., 2001. *Isoplot v.2.2 - A: Geochemical Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center (1), 53.
- Machado, N., Schrank, A., Noce, C.M., Gauthier, G., 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141, 259–276.
- Marimon, R.S., Trouw, R.A., Dantas, E.L., Ribeiro, A., 2020. U-Pb and Lu-Hf isotope systematics on detrital zircon from the southern São Francisco Craton's Neoproterozoic passive margin: Tectonic implications. *J. South Am. Earth Sci.* 100, 102539.
- Martin, H., Moyer, J.-F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Le Pennec, J.-L., 2014. Why Archean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos* 198–199, 1–13.
- Martin, H., Moyer, J.F., Rapp, R., 2010. Sanukitoids and the Archean-Proterozoic boundary. *Trans. R. Soc. Edinb.* 100, 15–33.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R.P., Moyer, J.-F., Champion, D.C., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.
- McDonough, W.F., Sun, W., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120 (3–4), 223–253.
- Moreira, H., Seixas, L., Storey, C., Fowler, M., Lasalle, S., Stevenson, R., Lana, C., 2018. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geosci. Front.* 4, 977–995.
- Moreira, H., Storey, C., Fowler, M., Seixas, L., Dunlop, J., 2020. Petrogenetic processes at the tipping point of plate tectonics: Hf-O isotope ternary modelling of Earth's last TTG to sanukitoid transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 551, 116558.
- Moyer, J.F., Laurent, O., 2018. Archean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos* 302–303, 99–125.
- Moyer, J.F., Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312–336.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R., Piuzeana, D., 2007. Evolution of polycyclic basement in the Araçuaí Orogen based on U-Pb SHRIMP data: implications for the Brazil-Africa links in the Paleoproterozoic time. *Precambrian Res.* 159, 60–78.
- Oliveira, E.P., McNaughton, N.J., Armstrong, R., 2010. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna Salvador Curaçá orogen, São Francisco craton. *Brazil. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 338, 263–286.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kroner, A., 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. São Paulo Ednsp 188p (in Portuguese).
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- 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.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 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 Gondwanaland assembly. *Precambrian Res.* 110 (1–4), 307–323.
- Rajesh, H.M., Belyanin, G.A., Van Reenen, D.D., 2018. Three tier transition of Neoproterozoic TTG-sanukitoid magmatism in the Beit Bridge Complex, Southern Africa. *Lithos* 296–299, 431–451.
- Santosh, M., Yang, Q.Y., Shaji, E., Tsunogae, T., Ram Mohan, M., Satyanarayanan, M., 2015. An exotic Mesoarchean microcontinent: The Coog Block, southern India. *Gondwana Res.* 27, 165–195.
- Seixas, L.A.R., Bardintzeff, J.M., Stevenson, R., Bonin, B., 2013. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite:

- Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. *Precambrian Res.* 238, 18–41.
- Schobbenhaus, C., Brito Neves, B.B., 2003. Geology of Brazil in the context of the South American Platform. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil*. Serviço Geológico – CPRM. 5–54.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks*. John Wiley, New York, pp. 1–444.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A., Pimentel, M.M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C.A., 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 Araçuai, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 513–528 (in Portuguese with English abstract).
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci. Lett.* 26, 207–221.
- Sun, W., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42 (1), 313–345.
- Tarney, J., Jones, C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc.* 151, 855–868.
- Teixeira, W., Oliveira, E.P., Marques, L.S., 2017a. Nature and evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. (Eds.), *The São Francisco Craton and Its Margins, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag Chapter 3, 29–56.
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Neto, A.C., Bongiolo, E.M., Santos, J.O., Barbosa, N.S., 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Res.* 256, 148–169.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Fo, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. 101–137.
- Teixeira, W., Oliveira, E., Peng, P., Dantas, E.L., Hollanda, M.H.B.M., 2017b. U-Pb geochronology of the 2.0 Ga Itapeçerica graphite-rich supracrustal succession in the São Francisco Craton: Tectonic matches with the North China Craton and paleogeographic inferences. *Precambrian Res.* 293, 91–111.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Duarte, B.P., Nogueira, J.R., Valladares, C., Almeida, J.C. H., Silva, L.G.E., Medeiros, S.R., Almeida, C.G., Miranda, A.W.A., Ragatky, C.D., Mendes, J., Ludka, I., 2007. *Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Aracuaí*. *Geonomos* 15 (1), 67–79 (in Portuguese with English abstract).
- Valeriano, C.M., 2017. The Southern Brasília Belt. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. (Eds.), *The São Francisco Craton and Its Margins, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag Chapter 10, 189–203.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U-Pb Geochronology of the Southern Brasília Belt (SE-BRAZIL): Sedimentary Provenance, Neoproterozoic Orogeny and Assembly of West Gondwana. *Precambrian Res.* 130, 27–55.
- Yang, H., Zhang, H., Xiao, W., Luo, B., Gao, Z., Tao, L., Guo, L., 2020. Petrogenesis of Early Paleozoic high Sr/Y intrusive rocks from the North Qilian orogen: Implication for diachronous continental collision. *Lithosphere* 12, 53–73.