



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Rasec Almeida dos Santos

**O Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias
Barbosa, Minas Gerais: petrografia, litogeoquímica, geologia isotópica de
Sm-Nd e geocronologia U-Pb**

Rio de Janeiro

2018

Rasec Almeida dos Santos

Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa, Minas Gerais: petrografia, litogeoquímica, geologia isotópica de Sm-Nd e geocronologia U-Pb

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, 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

Coorientador: Prof. Dr. Ivo Antônio Dussin

Rio de Janeiro

2018

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

S237 Santos, Rasec Almeida dos.
O Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias
Barbosa, Minas Gerais: Petrografia, Litogeoquímica, Geologia Isotópica
de Sm-Nd e Geocronologia U-Pb / Rasec Almeida dos Santos. – 2018.
172 f.: il.

Orientador: Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron.
Coorientador: Ivo Antônio Dussin
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geologia.

1. Petrologia – Minas Gerais – Teses. 2. Petrografia – Minas Gerais –
Teses. 3. Geologia Isotópica – Juiz de Fora (MG) – Teses. 4.
Geocronologia – Juiz de Fora (MG) – Teses. 5. Biogeoquímica – Juiz de
Fora (MG) – Teses. I. Heilbron, Monica da Costa Pereira Lavalle. II.
Dussin, Ivo Antônio. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 552(815.1)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7:5265

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

O Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa, Minas Gerais: petrografia, litogeoquímica, geologia isotópica de Sm-Nd e geocronologia U-Pb

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

Aprovada em 30 de agosto de 2018.

Banca Examinadora:

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

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Ivo Antônio Dussin (Coorientador)

Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes – UERJ

Prof. Dr. Luiz Guilherme do Eirado e Silva

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2018

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron pelos ensinamentos.

Ao meu Coorientador Dr. Ivo Antônio Dussin, pela paciência e contribuições.

À FAPERJ pela bolsa concedida, pois sem este incentivo seria extremamente difícil concluir o presente trabalho.

Ao Professor Dr Julio César Horta de Almeida e demais amigos do grupo de pesquisa Gustavo Kaizer, Henrique Bruno e Thaís Monteiro pela ajuda nos trabalhos de campo e preparações químicas.

À Mariana Carvalho pela ajuda nos trabalhos de campo, confecção de mapas e discussões geológicas.

À Renata Hiraga, pelas discussões geológicas durante a madrugada.

A Eduardo Castro, pela revisão e ajuda com a normalização do documento.

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 ajuda fornecida durante o trabalho no LOPAG – UFOP.

There is no unique picture of reality

Stephen Hawking

RESUMO

SANTOS, Rasec Almeida dos. **O complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa, Minas Gerais**: petrografia, litogeoquímica, geologia isotópica de Sm-Nd e geocronologia U-Pb. 2018. 172f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

O Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa, Minas Gerais é caracterizado por rochas granulíticas ortoderivadas cuja variedade composicional inclui rochas básicas a intermediárias. Tendo em vista a restrição espacial de distribuição de dados relativos a caracterização litogeoquímica e geocronológica do Complexo Juiz de Fora, o presente trabalho pretende suprir esta lacuna na região da zona da mata mineira a partir de estudo integrado de cunho petrográfico, litogeoquímico, de geologia isotópica e geocronologia U-Pb. Aspectos de campo mostram que as rochas do Complexo Juiz de Fora ocorrem como escamas tectônicas interdigitadas com os metassedimentos neoproterozoicos. 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±Biotita±Hrnbl. Nas zonas próximas aos contatos com os metassedimentos neoproterozoicos existe uma tendência de paragênese retrometamórfica caracterizada pela substituição do ortopiroxênio por hornblenda e/ou biotita, além de uma textura predominantemente milonítica. Com base nos estudos petrográficos foi possível caracterizar protólitos graníticos, granodioríticos e noríticos para as rochas metamorfizadas em fácies granulito. Com base em estudos litogeoquímicos foi possível subdividir o complexo Juiz de Fora na região estudada em 4 grupos: I) rochas básicas pertencentes a série toleítica; II) rocha intermediária pertencente a série toleítica; III) rochas intermediárias e ácidas pertencentes a série cálcio-alcalina e IV) rochas intermediárias e ácidas pertencentes a série cálcio-alcalina de alto potássio. A partir do padrão dos elementos terras raras foi possível subdividir as séries químicas em subgrupos distintos, com base na razão $[La/Yb]_n$ e anomalias de európio. Diagramas geoquímicos de classificação tectônica mostram que as rochas toleíticas foram formados em fundo oceânico, rochas intermediárias pertencentes a série cálcio alcalina foram formadas em ambientes de arco magmático e ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica foi formado em ambiente intraplaca continental. Análises geocronológicas utilizando o método LA-SF_ICPMS em U-Pb em zircão mostram idades de 1981 ± 38 Ma para a cristalização do ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio K, idade de 2085 ± 48 Ma para a cristalização do ortogranulito enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio K e 1938 ± 19 Ma para a cristalização do ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de alto K. Pelo menos duas fases principais de metamorfismo foram registradas nas amostras estudadas, uma entre 620 e 604 Ma e outra entre 585 e 570 Ma. Dados isotópicos permitiram consolidar um campo de composição isotópica para as rochas do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa. Os valores negativos de ϵ_{Nd} para todas as amostras estudadas indicam que elas derivam de uma fonte mais enriquecida que o reservatório condrítico.

Palavras-chave: Complexo Juiz de Fora. Ortogranulitos. Geocronologia U-Pb. Embasamento paleoproterozoico.

ABSTRACT

SANTOS, Rasec Almeida dos. **The Juiz de Fora complex in the region between Mar de Espanha e Matas Barbosa, Minas Gerais**: petrography, geochemistry, Sm-Nd isotope geology and U-Pb geochronology. 2018. 172f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The Juiz de Fora Complex in the region between Mar de Espanha and Matias Barbosa, Minas Gerais, is characterized by orthogranulites with a compositional range that includes intermediate and basic rocks. Geological features in field work related to the orthogranulites includes the shuffling of these rocks with cover associations related to the Andrelândia depositional cycle that took place on Neoproterozoic. Granulite facies paragenesis was identified in basic rocks and includes clinopyroxene, orthopyroxene, quartz, plagioclase, hornblende and opaques, while in intermediate rocks includes orthopyroxene, quartz, plagioclase, k-feldspar and opaques. In areas closed to the boundaries between the basement rocks (orthogranulites) and the neoproterozoic successions there is a pattern of retrograde facies with hornblende or/and biotite consuming ortho and clinopyroxene. Based on petrographic studies it was possible to characterize granodioritic, tonalitic and gabbroic protoliths for the metamorphosed rocks in granulite facies. Based on elemental geochemistry studies it was possible distinguish the Juiz de Fora Complex rocks into four groups: I) Tholeiitic basic rocks II) Calc-alkaline intermediate rocks; III) high-K calc-alkaline intermediate rocks and IV) Tholeiitic intermediate rocks. It was possible to subdivide the granulites into several groups based on $[La/Yb]_n$ ratio. The calc-alkaline group that includes intermediate rocks was subdivided into six groups, the tholeiitic group that includes basic rocks was subdivided into 2 groups, the high-K calc-alkaline series that includes intermediate rocks was subdivided into 5 groups and the tholeiitic group that includes only the intermediate rock consists in a group itself. Tholeiitic basic rocks were formed on ocean floor, due the midge ocean ridge basalts signature. Calc-alkaline and high-K alkaline rocks were formed in island arc setting. Tholeiitic intermediate rock enriched in TiO_2 were formed in within plate setting. LA-ICPMS U-Pb data from 4 samples related to the orthogranulites of Juiz de Fora Complex are reported here. A charno-enderbite sample from the calc-alkaline series yielded concordant ages at 1984 ± 31 Ma and 604 ± 21 Ma. Discordant grains of zircons define a discordia line with upper intercept at 1981 ± 38 and lower intercept at 597 ± 30 Ma, interpreted as crystallization of the protolith and brasiliano metamorphic overprint ages, respectively. An enderbite sample from the calc-alkaline series yielded concordant ages at 2080 ± 77 Ma and 595 ± 15 Ma. Discordant grains define a discordia line with upper intercept at 2085 ± 48 Ma and 591 ± 20 Ma, interpreted as crystallization and metamorphic overprint, respectively. A charno-enderbite sample from the high-K calc-alkaline series yielded concordant ages at 1920 ± 19 Ma and 569 ± 11 Ma, interpreted as crystallization of the protolith and metamorphic overprint, respectively. Isotopic data obtained from Nd analyses shows extreme negative values to ϵ_{Nd} , suggesting that the source of the orthogranulite rocks are more enriched than the chondritic uniform reservoir.

Keywords: Juiz de Fora Complex. Orthogranulites. U-Pb geochronology. Basement rocks.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Dados já publicados para as rochas pertencentes ao Complexo Juiz de fora e área de estudo desta dissertação.....	18
Figura 2 -	Mapa de Localização da área de pesquisa no contexto dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro.....	19
Figura 3 -	Mapa do Brasil com as principais províncias estruturais da Plataforma Sul Americana.....	27
Figura 4 -	Mapa da Província Mantiqueira com as principais faixas móveis associadas, porção sul da faixa Brasília e Cráton do São Francisco.....	29
Figura 5 -	Compartimentação tectônica do segmento central do orógeno Ribeira.....	30
Figura 6 -	Seção estrutural esquemática NW-SE para o orógeno Ribeira.....	30
Figura 7 -	Mapa geológico do segmento central do orógeno Ribeira com área de estudo delimitada.....	36
Figura 8 -	Afloramento de ortogranulito enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Visada para noroeste.....	43
Figura 9 -	Afloramento de ortogranulito enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponta da lapiseira apontada para norte.....	44
Figura 10 -	Afloramento de ortogranulito enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponta da lapiseira apontada para norte.....	44
Figura 11 -	Afloramento de ortogranulito charno enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponta da lapiseira apontada para norte.....	45
Figura 12 -	Afloramento de ortogranulito enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponta da lapiseira apontada para norte.....	45
Figura 13 -	Amostras intermediárias do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha (MG) e Matias Barbosa (MG) segundo o diagrama QAP modal de Streckeisen (1976)	47
Figura 14 -	Ortogranulito intermediário charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de fora. Ponto MAJF 14.....	50
Figura 15 -	Ortogranulito intermediário charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de fora. Ponto MAJF 25.....	51

Figura 16 -	Ortogramulito intermediário charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de fora. Ponto MAJF 16.....	52
Figura 17 -	Ortogramulito intermediário enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de fora. Ponto MAJF 17.....	53
Figura 18 -	Ortogramulito intermediário charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de fora. Ponto MAJF 33.....	54
Figura 19 -	Ortogramulito intermediário básico pertencente ao Complexo Juiz de fora. Ponto MAJF 32.....	55
Figura 20 -	Diagramas discriminantes das séries magmáticas.....	58
Figura 21 -	Diagrama de índice de saturação em alumina.....	59
Figura 22 -	Diagrama classificatório para a série cálcio-alcalina.....	60
Figura 23 -	Diagrama classificatório para a série cálcio-alcalina – Middlemost (1985)	61
Figura 24-	Diagrama sílica x total de álcalis de Irvine e Baragar (1971)	62
Figura 25 -	Diagrama classificatório de Winchester & Floyd (1977)	63
Figura 26 -	Diagrama de Irvine & Baragar (1971) de classificação das séries magmáticas.	64
Figura 27 -	Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971)	65
Figura 28 -	Diagrama de índice de saturação em alumina.....	66
Figura 29 -	Classificação da série cálcio alcalina por Peccerillo & Taylor (1976)	67
Figura 30 -	Diagramas classificatórios de O'Connor (1965) e Dela Roche (1980)	68
Figura 31 -	Diagrama classificatório para a série cálcio-alcalina – Middlemost (1985)	70
Figura 32 -	Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.....	72
Figura 33 -	Diagrama de classificação tectônica para granitoide de Pearce et al. (1984).....	73
Figura 34 -	Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (Ocean Ridge Granite) para a série cálcio alcalina de alto K.....	74
Figura 35 -	Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (Ocean Ridge Granite) para a série cálcio alcalina de médio K.....	75
Figura 36 -	Diagramas de classificação tectônica para o ortogramulito básico.....	76
Figura 37 -	Diagrama de classificação tectônica para granitoide de Pearce et al. (1984).....	77
Figura 38 -	Diagrama de classificação tectônica para granitoide de Pearce et al. (1984)	78
Figura 39 -	Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para a amostra MAJF 14 pertencente ao grupo I da série cálcio alcalina de médio K.....	80
Figura 40 -	Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para as amostras pertencentes ao grupo II da série cálcio alcalina de médio K.....	81

Figura 41 -	Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para a amostra pertencentes ao grupo I da série cálcio alcalina de alto K.....	82
Figura 42 -	Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para as amostras pertencentes ao grupo II da série cálcio alcalina de alto K.....	83
Figura 43 -	Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para o ortogranulito básico pertencente a série toleítica.....	84
Figura 44 -	Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para o ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica.....	85
Figura 45 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as amostras pertencentes ao grupo I da série cálcio alcalina de médio K.....	88
Figura 46 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as duas amostras pertencentes ao grupo II da série cálcio alcalina de médio k.....	89
Figura 47 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as quatro amostras pertencentes ao grupo III da série cálcio alcalina de médio k.....	90
Figura 48 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo IV da série cálcio alcalina de médio k.....	91
Figura 49 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as quatro amostras pertencentes ao grupo V da série cálcio alcalina de médio k.....	92
Figura 50	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as duas amostras pertencentes ao grupo VI da série cálcio alcalina de médio k.....	93
Figura 51 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo I da série cálcio alcalina de alto k.....	96
Figura 52 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as duas amostras pertencentes ao grupo II da série cálcio alcalina de alto k.....	97

Figura 53 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo III da série cálcio alcalina de alto k.....	98
Figura 54 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as três amostras pertencentes ao grupo IV da série cálcio alcalina de alto k.....	99
Figura 55 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo V da série cálcio alcalina de alto k.....	100
Figura 56 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as seis amostras pertencentes ao grupo I da série toleítica.....	103
Figura 57 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as quatro amostras pertencentes ao grupo II da série toleítica.....	104
Figura 58 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo III da série cálcio alcalina de alto k.....	105
Figura 59 -	Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as duas amostras pertencentes ao grupo IV da série toleítica.....	106
Figura 60 -	Afloramento de onde foi coletada a amostra para geocronologia (MAJF 14) ...	111
Figura 61 -	Dispersão ao acaso dos grãos de zircão para a amostra MAJF 14.....	112
Figura 62 -	Imagem de catodo-luminescência para grãos de zircão datados relativos a montagem V da amostra MAJF 14. Os spots estão indicados e numerados de acordo com a tabela 16.....	113
Figura 63 -	Diagrama de concórdia com toda a população de grãos de zircão.....	116
Figura 64 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 14.....	117
Figura 65 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 14.....	118
Figura 66 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 14.....	119
Figura 67 -	Afloramento de onde foi coletada a amostra para geocronologia (MAJF 26)....	120
Figura 68 -	Dispersão ao acaso dos grãos de zircão para a amostra MAJF 26.....	122

Figura 69 -	Imagem de catodo luminescência para grãos de zircão datados relativos a um subgrupo da montagem II da amostra MAJF 26.....	122
Figura 70 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 26.....	126
Figura 71 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 26.....	127
Figura 72 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 26.....	128
Figura 73 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 26.....	129
Figura 74 -	Afloramento de onde foi coletada a amostra para geocronologia (MAJF 16)	130
Figura 75 -	Dispersão ao acaso dos grãos de zircão para a amostra MAJF 16.....	132
Figura 76 -	Imagem de catodo luminescência para grãos de zircão relativos a montagem I da amostra MAJF 16.....	133
Figura 77 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 14.....	137
Figura 78 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 16.....	138
Figura 79 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 16.....	139
Figura 80 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 16.....	140
Figura 81 -	Amostra de mão do ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica (MAJF 17)	141
Figura 82 -	Dispersão ao acaso dos grãos de zircão para a amostra MAJF 17.....	143
Figura 83 -	Imagem de catodo-luminescência para grãos de zircão datados relativos a montagem III da amostra MAJF 17.....	143
Figura 84 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 17.....	147
Figura 85 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 17148	
Figura 86 -	Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 17149	
Figura 87 -	Curva de evolução do manto depletado com as amostras relativas aos ortogranulitos intermediários e básicos plotadas.....	153

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Pontos de amostragem para geocronologia U-Pb.....	24
Tabela 2 -	Idades já publicadas para os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora.....	39
Tabela 3 -	Valores modais não recalculados para o QAP das amostras estudadas na presente pesquisa.....	48
Tabela 4 -	Paragênese metamórfica e retrometamórfica para as rochas do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa.....	49
Tabela 5 -	Composição química dos elementos maiores, menores e traços para 8 amostras relativas aos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora.....	57
Tabela 6 -	Comparação entre as diversas classificações dos litotipos intermediários.....	61
Tabela 7 -	Relação das amostras de cada série magmática com seus respectivos teores de SiO ₂ , MgO e valores normalizados da razão [La/Yb] _n recalculado para o condrito de Boynton (1984) e razão Eu/Eu*.....	79
Tabela 8 -	Relação das amostras de cada série magmática com seus respectivos teores de SiO ₂ , MgO, valores normalizados da razão [La/Yb] _n recalculado para o condrito de Boynton (1984), razão Eu/Eu* e grupos definidos.....	86
Tabela 9 -	Relação das amostras pertencentes a série cálcio alcalina de médio K com os teores de SiO ₂ , MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton e a anomalia de európio.....	87
Tabela 10 -	Relação das amostras pertencentes a série cálcio alcalina de médio K com os teores de SiO ₂ , MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, anomalia de európio e grupo de classificação correspondente.....	94
Tabela 11 -	Relação das amostras pertencentes a série cálcio alcalina de alto K com os teores de SiO ₂ , MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton e a anomalia de európio.....	95
Tabela 12 -	Relação das amostras pertencentes a série cálcio alcalina de alto K com os teores de SiO ₂ , MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, anomalia de európio e grupos definidos.....	101

Tabela 13 -	Relação das amostras relativas aos ortogranulitos pertencentes à série toleítica com respectivos teores de SiO ₂ , MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton e suas assinaturas químicas.....	102
Tabela 14 -	Relação das amostras relativas aos ortogranulitos pertencentes à série toleítica com respectivos teores de SiO ₂ , MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, assinatura química e grupos correspondentes.....	107
Tabela 15 -	Pontos de amostragem para geocronologia U-Pb.....	109
Tabela 16 -	Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 14 - ortogranulito charno enderbítico.....	114
Tabela 17 -	Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 26 - ortogranulito enderbítico.....	123
Tabela 18 -	Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 16 - ortogranulito charno enderbítico.....	132
Tabela 19 -	Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 17 - ortogranulito enderbítico.....	144
Tabela 20	Quadro síntese das idades U-Pb obtidas na presente dissertação.....	150
Tabela 20 -	Dados isotópicos de Sm e Nd.....	152

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
1	OBJETIVOS E METODOLOGIA	18
1.1	Objetivos	18
1.2	Localização da área	19
1.3	Materiais e métodos	20
1.3.1	<u>Pesquisa bibliográfica e levantamento de dados</u>	20
1.3.1.1	Pesquisa bibliográfica.....	20
1.3.1.2	Trabalho de campo.....	20
1.3.2	<u>Estudos petrográficos e litogeoquímicos</u>	21
1.3.2.1	Petrografia.....	21
1.3.2.2	Análise litogeoquímica.....	21
1.3.2.2.1	Preparação das amostras.....	22
1.3.3	<u>Geologia isotópica Sm e Nd</u>	22
1.3.4	<u>Geocronologia U-Pb</u>	23
1.3.4.1	Amostragem.....	23
1.3.4.2	Preparação das amostras.....	24
1.3.4.2.1	Preparação dos concentrados dos grãos de zircão.....	24
1.3.4.2.2	Montagem e imageamento dos grãos de zircão.....	25
1.3.4.2.3	Obtenção das idades U-Pb e tratamento de dados.....	25
2	GEOLOGIA REGIONAL	27
2.1	Introdução	27
2.2	O Orógeno Ribeira	28
2.2.1	<u>Terreno Ocidental</u>	31
2.2.2	<u>Terreno Paraíba do Sul</u>	32
2.2.3	<u>Terreno Oriental</u>	32
2.2.4	<u>Terreno Cabo Frio</u>	33
2.2.5	<u>Modelo de evolução tectônica para o Orógeno Ribeira</u>	34
2.3	O Complexo Juiz de Fora – Evolução do conhecimento	34
2.3.1	Introdução.....	34
2.3.2	<u>Litotipos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora</u>	35

2.3.3	<u>Litogeoquímica</u>	37
2.3.4	<u>Geocronologia</u>	38
2.4	Modelo de evolução tectônica para as rochas do Complexo Juiz de Fora	40
3	GEOLOGIA LOCAL	42
3.1	Introdução	42
3.2	Feições de campo	43
3.3	Características petrográficas	46
4	LITOGEOQUÍMICA	56
4.1	Introdução	56
4.2	Discriminação das séries magmáticas e classificação geoquímica	56
4.3	Classificação do ortogranulito básico e comparação com dados já publicados	62
4.4	Comparação com os dados já publicados para os ortogranulitos intermediários	64
4.4.1	<u>Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina</u>	64
4.4.2	<u>Ortogranulito intermediário pertencentes a série toleítica</u>	69
4.5	Classificação dos ambientes tectônicos segundo parâmetros químicos	70
4.5.1	<u>Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina</u>	70
4.5.2	<u>Ortogranulitos pertencentes a série toleítica</u>	75
4.5.2.1	Ortogranulitos básicos.....	75
4.5.2.2	Ortogranulito intermediário.....	76
4.6	Classificação geoquímica com base nos elementos Terras Raras (ETRs)	78
4.6.1	<u>Série cálcio-alcalina de médio K</u>	79
4.6.2	<u>Série cálcio-alcalina de alto K</u>	81
4.6.3	<u>Série toleítica</u>	83
4.7	Comparação com os dados já publicados para os ortogranulitos pertencentes a série cálcio-alcalina	86
4.7.1	<u>Série cálcio-alcalina de médio K</u>	87
4.7.2	<u>Série cálcio-alcalina de alto K</u>	94
4.8	Comparação com os dados já publicados para os ortogranulitos pertencentes a série toleítica	101
4.8.1	<u>Série toleítica</u>	102
4.9	Discussão sobre os dados de litogeoquímica	107
5	GEOCRONOLOGIA U-Pb	109
5.1	Introdução	109

5.2	Série cálcio-alkalina de médio K	105
5.2.1	<u>Grupo II – Ortogranulito charno-enderbítico</u>	110
5.2.1.1	Amostra MAJF 14.....	110
5.2.2	<u>Grupo III – Ortogranulito enderbítico</u>	120
5.2.2.1	Amostra MAJF 26.....	120
5.3	Série cálcio-alkalina de alto K	130
5.3.1	<u>Grupo V – Ortogranulito charno-enderbítico</u>	130
5.3.1.1	Amostra MAJF 16.....	130
5.4	Série toleítica	141
5.4.1	<u>Grupo IV – Ortogranulito enderbítico</u>	141
5.4.1.1	Amostra MAJF 17.....	141
5.5	Síntese dos dados de geocronologia U-Pb	145
6	GEOLOGIA ISOTÓPICA (Sm e Nd)	151
6.1	Introdução	151
6.2	Resultados obtidos	151
	CONCLUSÕES	154
	REFERÊNCIAS	160
	APÊNDICE – Mapa geológico da área de estudo	172

INTRODUÇÃO

O presente trabalho contempla os resultados obtidos na pesquisa realizada entre as cidades de Mar de Espanha (MG) e Matias Barbosa (MG) numa área de terreno metamórfico de alto grau, tectonicamente inserida no contexto do orógeno Ribeira, cujo objeto de estudo são os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, e envolve análises petrográficas, litogeoquímicas, de geologia isotópica e geocronológicas.

De acordo com Heilbron et al. (2013), o mapeamento da continuidade lateral do complexo Juiz de fora é um importante tópico para o entendimento global da Faixa Ribeira. Nesse sentido, o presente trabalho tem como foco a obtenção e interpretação de novos dados de natureza geoquímica e isotópica de ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa, Minas Gerais.

A área de estudo está inserida no Terreno Ocidental da Faixa Ribeira, compreendendo o Domínio Tectônico Juiz de Fora. Com diversos trabalhos 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, ainda se faz necessário o detalhamento desta unidade em diversas regiões, incluindo a região da presente pesquisa.

As rochas que formam o objeto de estudo deste trabalho foram mapeadas como ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora que integram o Domínio Tectônico Juiz de Fora. O Domínio Juiz de Fora junto ao Domínio Andrelândia integram o Terreno Ocidental do segmento central da Faixa Ribeira e têm o seu embasamento pré 1,7 Ga caracterizado pelos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira, respectivamente (Heilbron et al. 1995, 2000, 2008, 2010).

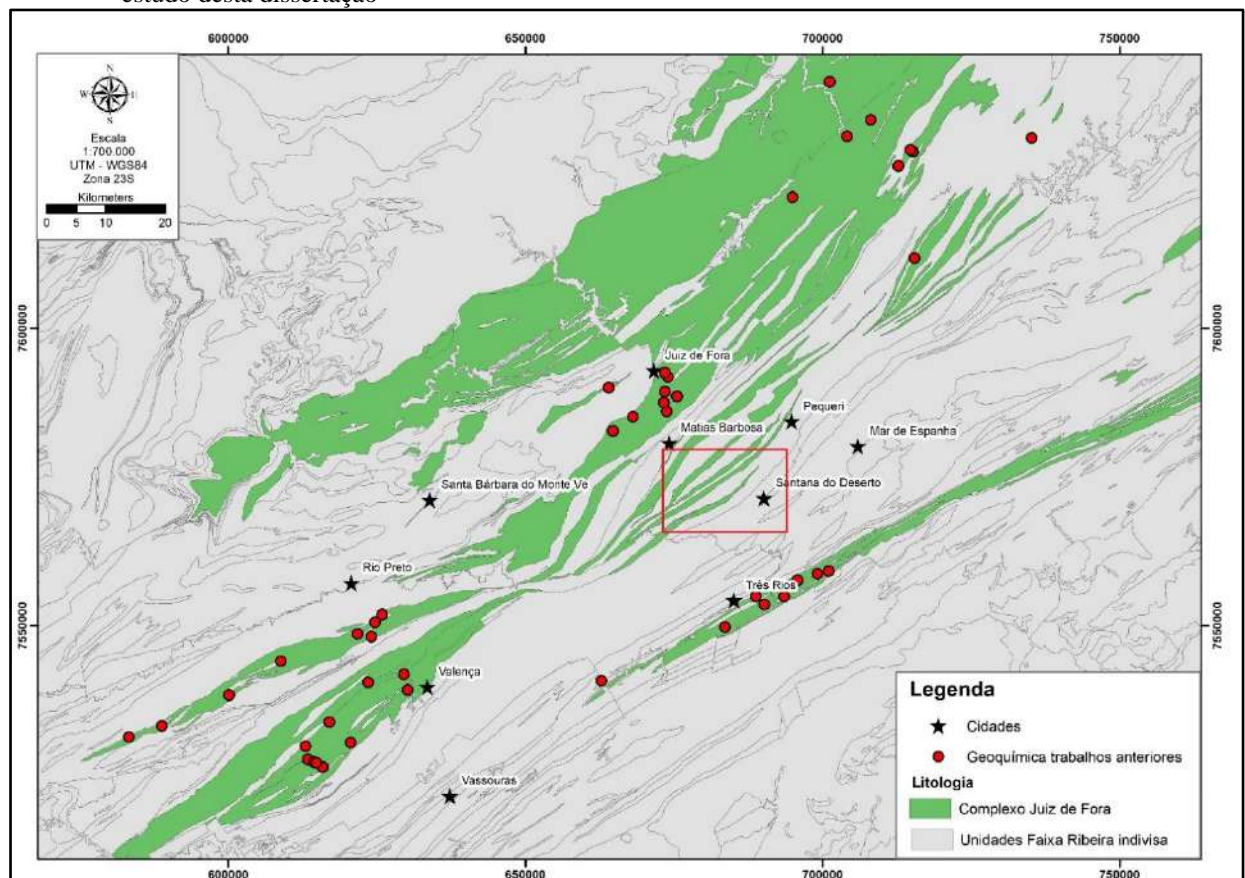
O presente trabalho pretende contribuir para o tema abordado a partir de metodologia integrada no que diz respeito ao estudo dos ortogranulitos, dentre as quais destaco: revisão e compilação de mapas geológicos disponíveis no Laboratório de Estudos Tectônicos (LET) da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, caracterizações petrográficas, litogeoquímicas com confecções de diagramas de classificação química e de ambiente tectônico e geocronológicas, com determinação de idades de cristalização para os protólitos das rochas ortoderivadas, eventos metamórficos posteriores e possíveis grãos herdados além de geologia isotópica, com determinações de áreas fontes para os protólitos dos ortogranulitos assim como tempo de residência crustal.

1 OBJETIVOS E METODOLOGIA

1.1 Objetivos

Visto que existe uma restrição espacial quanto a distribuição de dados relativos aos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, o objetivo principal desta pesquisa é compor esta lacuna com caracterizações petrológicas, litogeoquímicas, geocronológicas e de geologia isotópica na região da Zona da Mata mineira, mais especificamente entre as cidades de Mar de Espanha e Matias Barbosa. A figura 1 exibe a dispersão de dados já publicados referentes a análises litogeoquímicas para fins de elucidação das regiões onde o Complexo Juiz de Fora já foi investigado e a área a ser investigada na presente dissertação.

Figura 1 – Dados já publicados para as rochas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora e localização área de estudo desta dissertação



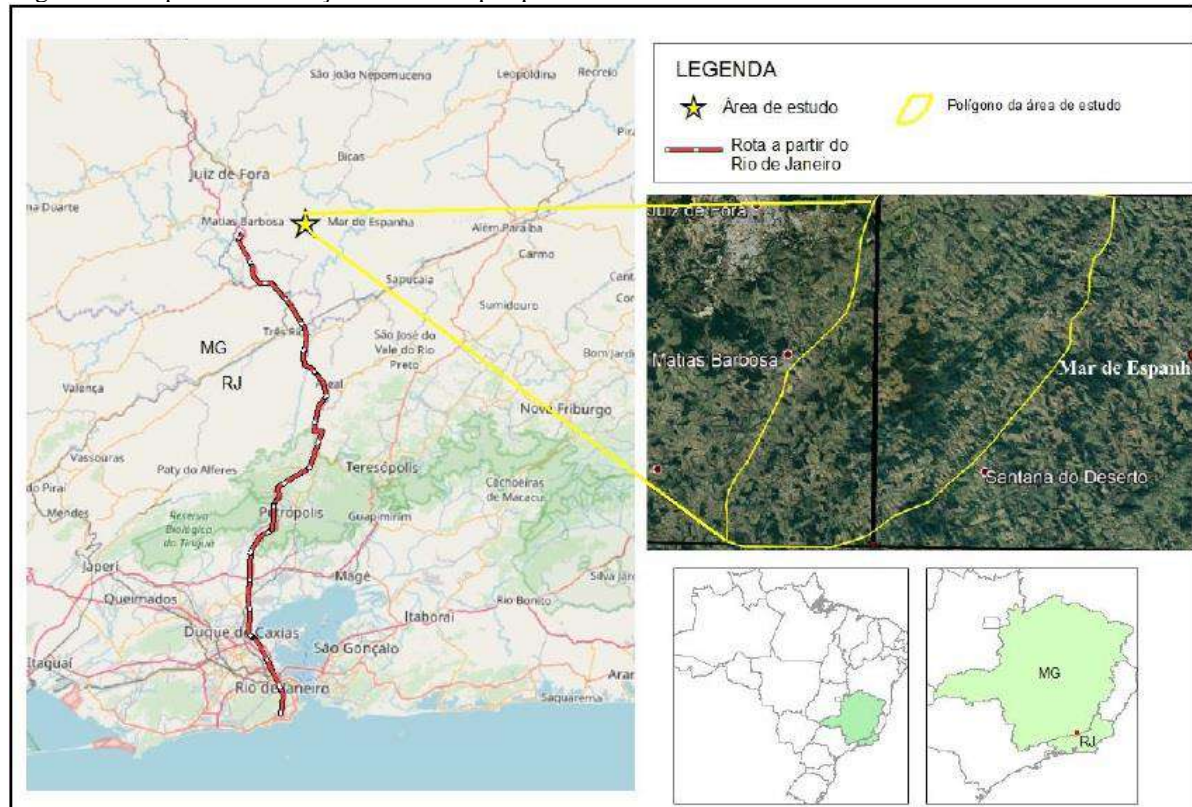
Legenda: Polígono vermelho – área de estudo desta dissertação

Fonte: Mapa geológico do estado de MG – Codemig, (2014) e mapa geológico do estado do RJ-CPRM (2014)– adaptado pelo autor, (2018).

1.2 Localização da área

A área de pesquisa está situada na Zona da Mata – Mesoregião do Estado de Minas Gerais, na microrregião da Juiz de Fora englobando as cidades de Mar de Espanha, Santana do Deserto e Matias Barbosa. O acesso é realizado a partir da cidade do Rio de Janeiro pela Rodovia Federal BR 040 até o município de Matias Barbosa (MG). Os perfis de coleta de dados foram realizados em estradas não pavimentadas dos três municípios citados anteriormente.

Figura 2 – Mapa de Localização da área de pesquisa no contexto dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro



Fonte: O autor, 2018.

1.3 Materiais e métodos

Para a realização deste trabalho diferentes materiais foram utilizados e a metodologia foi realizada de forma sistemática como será listado a seguir.

1.3.1 Pesquisa bibliográfica e levantamento de dados

1.3.1.1 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi a primeira atividade a ser realizada e esta fase acompanhou a pesquisa até sua conclusão. A leitura de trabalhos de cunho regional são de extrema importância para situar a área de estudo dentro do seu contexto geotectônico. A partir deste levantamento foi gerada uma tabela de compilação dos dados já publicados para o Complexo Juiz de Fora desde os primeiros trabalhos que sugerem sua classificação. Esta etapa envolveu também a consulta de material não publicado, como cadernetas de campo e mapas geológicos realizados pelas turmas de Estágio de Campo do curso de graduação em Geologia da UERJ.

1.3.1.2 Trabalho de campo

O trabalho de campo foi realizado entre as cidades de Mar de Espanha e Matias Barbosa, Minas Gerais, englobando as folhas topográficas homônimas na escala 1:50000 disponibilizadas na biblioteca digital do IBGE. O trabalho de campo foi realizado numa única campanha de 6 dias (02 a 08 de junho de 2017) e consistiu na revisão dos contatos relativos a interdigitação das rochas ortogranulíticas do Complexo Juiz de Fora 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.

1.3.2 Estudos petrográficos e litogeoquímicos

1.3.2.1 Petrografia

Esta etapa diz respeito as análises petrográficas das unidades litológicas relativas ao Complexo Juiz de Fora que ocorrem da área de estudo a partir da utilização de microscópio ótico de luz polarizada. Um total de 12 lâminas delgadas foram confeccionadas no LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras) para serem descritas. Foram levadas em consideração características como: trama, estrutura, textura, composição mineralógica e paragêneses típicas.

1.3.2.2 Análise litogeoquímica

Três grandes etapas sustentam o processo de análise litogeoquímica: coleta de amostras, processamento das amostras coletadas e tratamento dos dados. Das 12 amostras coletadas em campo, 08 foram utilizadas para análise litogeoquímica. Foram amostradas rochas intermediárias e básicas classificadas petrograficamente como ortogranulitos charno-enderbíticos e enderbíticos e, ortogranulito básico, respectivamente.

1.3.2.2.1 Preparação das amostras

O processamento das amostras foi feito do 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 com o objetivo principal de descartar possíveis porções alteradas;
- 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 carbeto de Tungstênio;
- e) Pesagem e acondicionamento: nesta etapa, o pó resultante é pesado e 15 g do mesmo é condicionado em potes de plástico e vedados para seguirem para o laboratório de análise.

Posteriormente, o material preparado foi enviado para o ACTLABs (Activation Labs) em Ontario, no Canadá, para que fossem realizadas as 08 análises litogeoquímicas para os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora 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 traços, incluindo os elementos terras raras.

1.3.3 Geologia Isotópica Sm-Nd

Similarmente a etapa de análise litogeoquímica, para a geologia isotópica de Sm-Nd e Sr-Sr três etapas foram realizadas: coleta de amostras, processamento das amostras coletadas e tratamento dos dados. As amostras foram processadas no LGPA (Laboratório de Geologia e Processamento de Amostras) da Faculdade de Geologia da UERJ e 08 amostras, as mesmas 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 anterior.

1.3.4 Geocronologia U-Pb

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. Quatro 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).

1.3.4.1 Amostragem

Durante a campanha de campo foram coletadas 10 kg para cada amostra do ortogranulito que desejou-se obter as idades. Foram coletadas rochas das variedades charno-enderbíticas (MAJF 14 e MAJF 16) e variedades enderbíticas (MAJF 17 e MAJF 26), totalizando 40kg de amostras. Foram obedecidos critérios petrográficos e litogeoquímicos para a obtenção das idades U-Pb, que serão explicitados detalhadamente nos capítulos posteriores. Todavia, tais características podem ser observadas na tabela 1.

Tabela 1 - Pontos de amostragem para geocronologia U-Pb

Ponto	Coordenada	Tipo de afloramento	Litotipo	Série química
MAJF 14	23k 686664	Corte de estrada	Ortgranulito charno-enderbítico	Cálcio alcalina de médio K
	7574392			
MAJF 16	23k 687878	Corte de estrada	Ortgranulito charno-enderbítico	Cálcio alcalina de alto K
	7578280			
MAJF 17	23k 686681	Corte de estrada	Ortgranulito enderbítico	Toleítica
	7578472			
MAJF 26	23k 684398	Corte de estrada	Ortgranulito enderbítico	Cálcio alcalina de médio K
	7572145			

Fonte: O autor, 2018

1.3.4.2 Preparação das amostras

1.3.4.2.1 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 e quarteado. O material foi colocado em mesa hidrodinâmica para posterior secagem em estufa.

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.

1.3.4.2.2 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. 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. Foram realizadas 10 montagens para a amostra MAJF 14, 4 montagens para a amostra MAJF 16, 3 montagens para a amostra MAJF 17 e 5 montagens para a amostra MAJF 26, totalizando 22 montagens. 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 ultra-sônico 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.

1.3.4.2.3 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) entre os dias 25 e 27 de Setembro de 2017. Os grãos de zircão foram analisados em um espectrômetro de massa do tipo Thermo-Finnigan Element II, que conta com um monocoletor de setor magnético do tipo SF acoplado a um laser CETAC UV Nd: YAG de 213nm com célula de ablação Helix. O modo de aquisição foi do tipo peak jumping e o diâmetro do spot era de 15 μm .

A limpeza do aparelho é realizada com HNO_3 para eliminar possíveis superfícies de contaminação. O laser é responsável por volatizar 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.

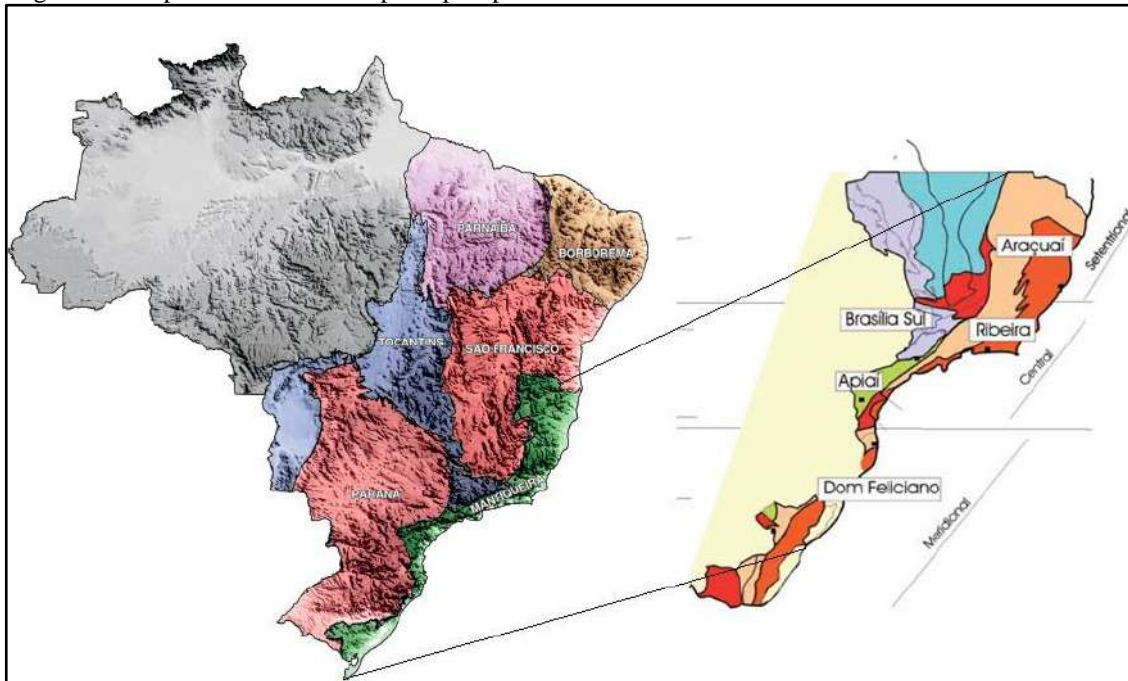
Durante a aquisição das idades são utilizados grãos de referência (padrão) de forma sistemática para a aquisição dos dados. Os padrões utilizados foram: grão de zircão “Blueberry Zircon (BB)” com idade de 562.9 ± 2.3 Ma (Santos et al. 2017), o “master GJ-1” de idade $608 \pm 0,5$ Ma (Jackson et al. 2004) e o “Plešovice” de idade 338.3 ± 1.2 Ma (Sláma et al. 2008). Os dados foram finalmente trabalhados no software “Isoplot” para construções dos diagramas de concórdia e obtenção das idades de cristalização, metamorfismo e possíveis heranças associadas.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Introdução

A área estudada está inserida no contexto do segmento central do Orógeno Ribeira, que está associado ao sistema orogênico Neoproterozoico-Cambriano da Província Mantiqueira, definido por Almeida et al (1977, 1981).

Figura 3 – Mapa do Brasil com as principais províncias estruturais da Plataforma Sul Americana



Legenda: No lado esquerdo, províncias estruturais da porção oriental da Plataforma Sul Americana (Modificado de Almeida et al. 1977, 1981) (Fonte: Bizzi et al. 2003) e do lado direito a Província Mantiqueira e suas porções Setentrional, Central e Meridional (Heilbron et al, 2004).
Fonte: Almeida et al. 1977, 1981, Bizzi et al. 2003 e Heilbron et al, 2004, modificado pelo auto, 2018.

A Província Mantiqueira, por sua vez, está inserida dentro do contexto da Plataforma Sul Americana, definida por Almeida et al (1969, 1977, 2000) como a porção do continente Sul Americano não afetada pela orogênese Fanerozoica Caribenha e Andeana, e tem seu embasamento caracterizado por crostas continentais formadas em três eventos orogênicos principais: 1) Transamazônico, no Paleoproterozoico, 2) Espinhaço, no Mesoproterozoico e 3) Brasileiro, no Neoproterozoico. Este último evento resultou na consolidação das faixas móveis mais recentes que constituem a plataforma Sul Americana. Em termos de grandes domínios geológicos, a plataforma Sul Americana pode ser subdividida em escudos (embasamento exposto) e coberturas plataformais (bacias sedimentares).

A consolidação da plataforma Sul Americana se deu por uma sucessão de eventos orogênicos e tafrogênicos associados a evolução dos supercontinentes ao longo do tempo geológico. A área enfocada neste trabalho está inserida no Escudo Atlântico, onde afloram as rochas do embasamento da plataforma Sul Americana, e geotectonicamente está dentro do contexto do segmento central da faixa Ribeira, cinturão móvel brasileiro pertencente a Província Mantiqueira. A Província Mantiqueira foi estabelecida durante a orogenia neoproterozoica brasileira – Pan Africana a qual resultou na amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (HEILBRON et al, 2004). Definida por Almeida (1971, 1981), a Província Mantiqueira é um sistema orogênico que se estende por 3000 km ao longo da costa Atlântica da Plataforma Sul Americana, desde o sul da Bahia até o Uruguai.

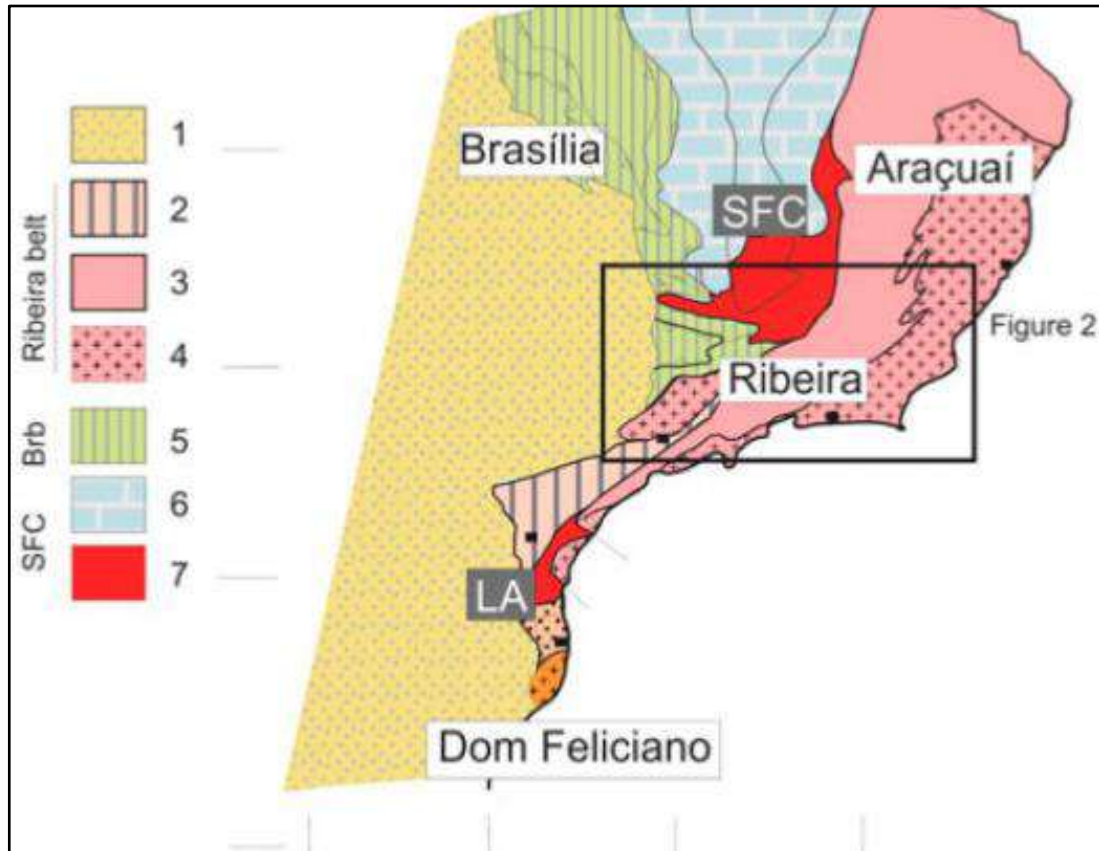
Heilbron *et al* (2004) afirmam que um sistema orogênico é um conjunto de orógenos que se justapõem diacronicamente, e a província Mantiqueira constitui um sistema orogênico Neoproterozoico-Cambriano. A Orogênese Brasileira designa o amplo período orogenético Neoproterozoico-Cambriano, essencialmente diacrônico em relação a diferentes regiões, que engloba o conjunto de colagens responsável pela estruturação do embasamento da plataforma Sul Americana (BRITO-NEVES et al, 1999). Ainda de acordo com Heilbron *et al* (2004), a Província Mantiqueira se estende do Sul da Bahia até o Uruguai e possui aproximadamente 700.000 km². Este sistema é constituído pelos orógenos Araçuaí, Dom Feliciano e São Gabriel e pela zona de interferência entre os orógenos Araçuaí e Ribeira.

2.2 O Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira apresenta trend estrutural NE-SW e resulta da interação do Cráton do São Francisco com outras Placas e\ou Microplacas e\ou Arcos de Ilhas situados a oeste deste cráton, bem como com a porção Sudoeste do Cráton do Congo (HEILBRON et al, 2004). Tectonicamente esta etapa é caracterizada como etapa de colisão continental denominada Colisão II (580 Ma) e resultou no empilhamento de terrenos de Leste para Oeste-Noroeste. A Faixa Ribeira, localizada na porção Sudeste do Brasil tem um papel fundamental nas discussões acerca da formação e evolução do paleocontinente Gondwana, de idade Neoproterozoica e é subdividido em quatro terrenos tectono-estratigráficos separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Esses terrenos são denominados: Ocidental, Paraíba do Sul e Embu, Oriental e Cabo Frio. A docagem desses terrenos é

caracterizada pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção a margem do Cráton de São Francisco. Os três primeiros foram amalgamados há 580 milhões de anos enquanto o Terreno Cabro Frio só foi amalgamado há aproximadamente 520 milhões de anos.

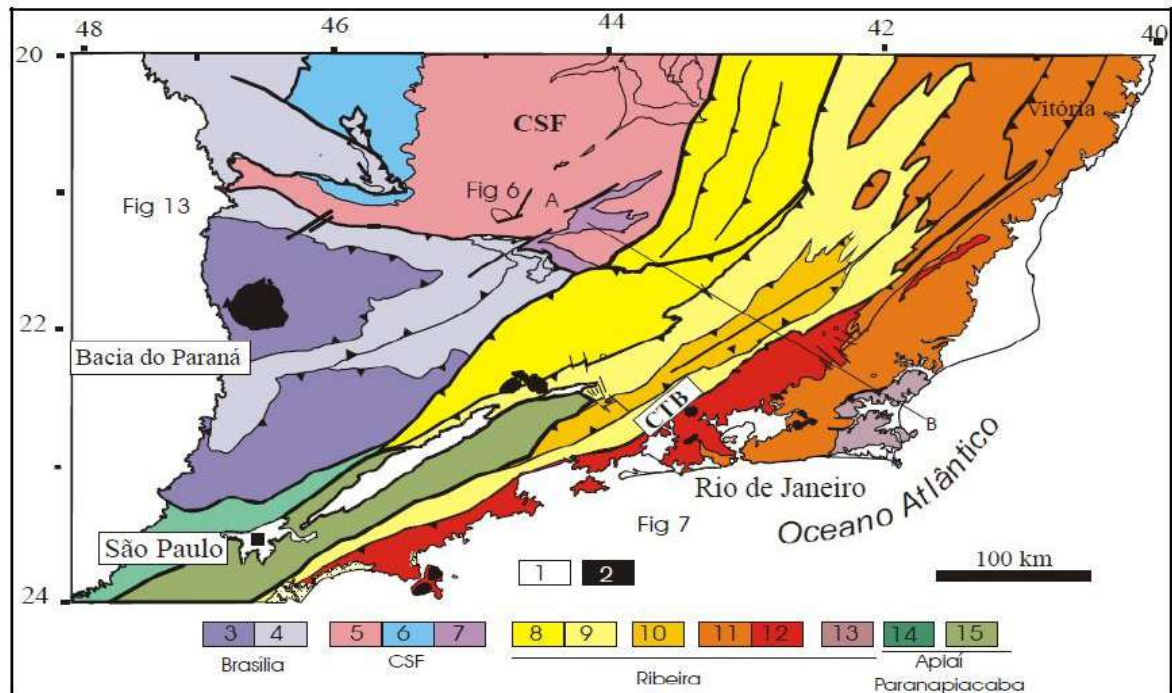
Figura 4 – Mapa da Província Mantiqueira com as principais faixas móveis associadas, porção sul da faixa Brasília e Cráton do São Francisco



Legenda: 1- Cobertura Fanerozoica; 2 – 4 Unidades da faixa Ribeira; 2- Terreno Apiaí, 3 Margem do São Francisco retrabalhada; 4 arcos relacionados e domínios costeiros. 5 Unidades tectônicas da faixa Brasília. 6 – Grupo Bambuí; 7 – Embasamento exposto dos crátons São Francisco (SF) e Luíz Alves (LA)

Fonte: Heilbron et al. (2017).

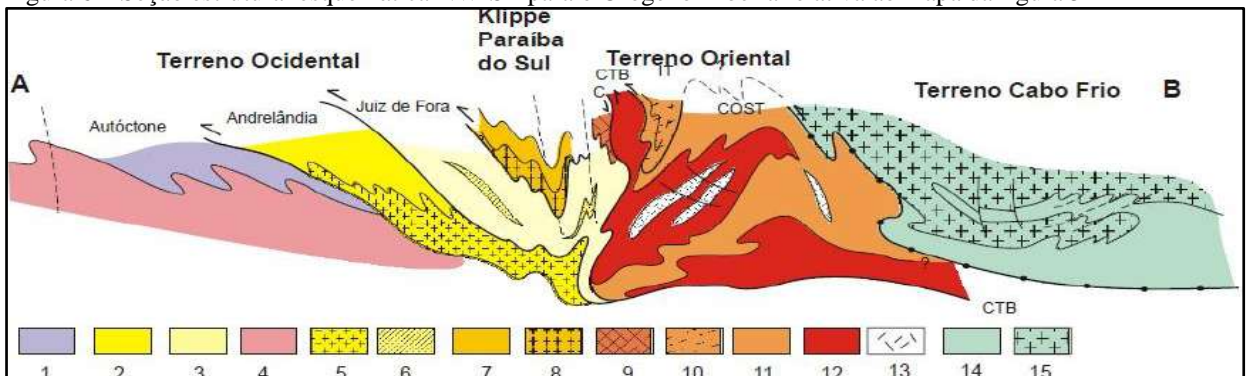
Figura 5 – Compartimentação tectônica do segmento central do orógeno Ribeira



Legenda – 1 – Bacia do Paraná e riftes/sedimentos cenozoicos; 2 – Rochas Alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3 – Nappes Inferiores; 4 – Nappes Superiores; Cráton São Francisco: 5 – Embasamento e Domínio Autóctone; 6 – Supergrupo São Francisco; 7 – Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 – Domínio Andrelândia e 9 – Domínio Juiz de Fora; 10 – Terreno Paraíba do Sul; 11 – Terreno Oriental incluindo 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí Paranapiacaba: 14 – Terreno Embu; 15 – Terreno São Roque.

Fonte: Heilbron et al. 2004

Figura 6 – Seção estrutural esquemática NW-SE para o Orógeno Ribeira relativa ao mapa da figura 5



Legenda: Terreno Ocidental (1-6). 1 a 3 – Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; 4 a 6 – Associações do embasamento (Complexo Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7 – Grupo Paraíba do Sul, 8 – Complexo Quirino; Terreno Oriental (9 – 13): 9 – Sequência Cambuci; 10 – Sequência Italva; 11 – Sequência Costeiro (COST); 12- Arco Magmático Rio Negro; 13 – Granitos Colisionais Terreno Cabo Frio (14 – 15): 14 Sequência Buzios e Palmital; 15 – Complexo Região dos Lagos. CTB = Central Tectonic Boundary (Fonte: Heilbron et al. 2004) Fonte: Heilbron et al. 2004

Fonte: Heilbron et al. 2004.

Uma das características mais interessantes da faixa Ribeira é a alta proporção de rochas do embasamento paleoproterozoico que encontram-se retrabalhadas pelo evento Brasiliano (HEILBRON et al., 2010). Essas rochas afloram especialmente no Terreno Ocidental da faixa, nos domínios estruturais Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora. O Complexo Juiz de fora constitui o embasamento paleoproterozoico (pré 1,7 Ga) do domínio estrutural homônimo pertencente ao Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira, e integra a última extensão da paleoplaca do São Francisco, que foi retrabalhada durante a orogênese Brasiliana (HEILBRON et al., 2004).

2.2.1 Terreno Ocidental

O Terreno Ocidental é produto do retrabalhamento neoproterozoico da margem passiva do Paleocontinente São Francisco e é caracterizado pelos domínios estruturais Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora. O embasamento dos domínios Andrelândia e Juiz de Fora são caracterizados respectivamente pelos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. (HEILBRON et al, 2000). Os domínios Autóctone e Andrelândia registram tanto processos relacionados à colisão que levou à formação da faixa Brasília quanto a colisão mais nova referente a faixa Ribeira, sendo, portanto, integrantes da zona de transferência entre as Faixas Brasília e Ribeira. (TROUW et al, 2000).

O Domínio Andrelândia é caracterizado pelas rochas metassedimentares da Sequência Andrelândia e seu embasamento é constituído por ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Os ortognaisses são tonalíticos a graníticos, migmatíticos, subordinadamente trondhjemiticos, e localmente ocorrem ortoanfibolitos. Os protólitos dessas rochas são arqueanos (2,8 – 2,7 Ga) a paleoproterozoicos (2,2 – 2,0 Ga) (CORDANI et al., 1982; FIGUEIREDO & TEIXEIRA, 1996; FISCHER et al., 1998). Localmente, os ortognaisses tonalíticos apresentam manchas verdes e cristais de ortopiroxênio, feição atribuída à proximidade a corpos gabróicos intrusivos, prováveis fontes de CO₂. (HEILBRON et al, 2004).

O Domínio Juiz de Fora representa um sistema de falhas de empurrão de médio a alto ângulo, onde ortogranulitos do embasamento pré-1,8 Ga (Complexo Juiz de Fora) ocorrem em escamas tectonicamente interdigitadas às de paragnaisse neoproterozoicos (Sequência Andrelândia) e a granitos charnockíticos neoproterozoicos, formados durante o estágio sin

colisional da orogênese Brasileira na Faixa Ribeira (HEILBRON et al., 1995; DUARTE et al., 2000; 2003).

2.2.2 Terreno Paraíba do Sul

O Terreno Paraíba do Sul é caracterizado pelas rochas do embasamento denominadas Complexo Quirino e por uma sucessão metassedimentar denominada Grupo Paraíba do Sul. O complexo Quirino é caracterizado por ortognaisses de idades pré 1,7 Ga localizados na base de uma megaestrutural sinformal da Klippe Paraíba do Sul. Para o topo da estrutura, grandes dobras reclinadas, com flancos invertidos, intercalam os ortognaisses do Complexo Quirino com os metassedimentos do grupo Paraíba do Sul (VALLADARES et al. 2003; TUPINAMBÁ et al. 2003 apud TUPINAMBÁ et al. 2007). A sucessão metassedimentar compreende duas unidades: biotita gnaisses psamíticos e sillimanita-biotita gnaisses pelíticos. Granada e turmalina são minerais frequentes, atingindo maior proporção nos gnaisses pelíticos. Essas unidades ocorrem intercaladas em todas as escalas de observação, definindo um bandamento composicional conspícuo. Lentes centimétricas a métricas de rochas cálcio-silicáticas, sillimanita-quartzo xisto, gondito e mármore impuro ocorrem, principalmente nos gnaisses pelíticos (HEILBRON et al, 2004).

2.2.3 Terreno Oriental

O Terreno Oriental é constituído por três domínios tectônicos distintos (TUPINAMBÁ et al. 2000; HEILBRON; MACHADO 2003; TUPINAMBÁ et al.; 2007): Cambuci, Costeiro (Incluindo o Arco Magmático Rio Negro) e Italva. Rochas com paragêneses de fácies granulito são identificadas nos domínios Cambuci e Costeiro. O Domínio Cambuci representa a base do Terreno Oriental da Faixa Ribeira no Rio de Janeiro. Paragnaisses com sillimanita, granada e biotita ocorrem associados a mármore, rochas calcissilicáticas, gonditos e anfíbolitos. Paragêneses com clinopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo ocorrem nos ortogranulitos, enquanto ortopiroxênio ocorre em leucossoma e diatexito, interpretados como produto da fusão parcial do paragnaisse pelítico (TUPINAMBÁ et al. 2000; HEILBRON; MACHADO 2003).

No Domínio Costeiro não há ocorrência de associações litológicas do embasamento pré 1,7 Ga. Unidades metassedimentares (São Fidelis e São Sebastião do Alto) em fácies anfibolito alto e granulito ocorrem como biotita-granada-(cordierita)-(sillimanita) gnaiss migmatítico associado à biotita gnaiss bandado, quartzitos e rochas calcissilicáticas na área costeira central do Rio de Janeiro. Essas rochas são intrudidas por diversas gerações de granitoides, como os ortognaisses do Complexo Rio Negro, os leucogranitos\leucocharnockitos e granitoides e charnockitoides porfiróides da Unidade Bela Joana, Desengano e Angelim, além dos granitos tardi a pós tectônicos. (TUPINAMBÁ et al. 2007).

O Complexo Rio Negro representa o principal magmatismo cálcio-alcálico deste segmento do orógeno (TUPINAMBÁ et al. 1996, TUPINAMBÁ 1999 e TUPINAMBÁ et al. 2000, 2003c *apud* TUPINAMBÁ et al. 2007) e é representado por ortognaisses tonalíticos a graníticos. Dados litogeoquímicos e idades U-Pb indicam ambientes tectônicos de arco magmático que evoluíram desde intraoceânicos até cordilheiranos, entre 790 e 620 Ma (TUPINAMBÁ 1999; TUPINAMBÁ *et al.* 2000, 2003 c, HEILBRON; MACHADO 2003, HEILBRON et al. 2004, 2005 *apud* TUPINAMBÁ et al. 2007).

2.2.4 Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio foi a última entidade tectônica a ser amalgamada nos demais terrenos que integram o segmento central do orógeno Ribeira. Geograficamente aflora na porção litorânea sudeste do Estado do Rio de Janeiro e é constituída por ortognaisses paleoproterozoicos do complexo Região dos Lagos (embasamento) e rochas metassedimentares com intercalações de metabásicas das unidades Buzios e Palmital (SCHMITT, 2001). Schmitt (2001) definiu a “Orogenia Buzios” como um evento tectono metamórfico cambro ordoviciano que representa a etapa mais recente de colisão continental de formação do orógeno Ribeira. O Domínio Tectônico Cabo Frio é constituído por um embasamento de ortognaisses e ortoanfibolitos de idades 2,03 a 1,96 Ga tectonicamente intercalados as supracrustais das sucessões Buzios e Palmital. Essas rochas foram submetidas a um evento tectono-metamórfico de alto grau, com pico metamórfico cujas temperaturas foram superiores a 780°C e pressões mínimas de 9 kbar. (SCHMITT, 2001).

2.2.5 Modelo de evolução tectônica para o Orógeno Ribeira

Segundo Heilbron et al (1999, 2000) a evolução tectônica do orógeno Ribeira pode ser dividida em diferentes estágios caracterizados por dados geocronológicos, metamórficos, estruturais e magmáticos. O estágio pré colisional com intervalo de 630 a 595Ma é caracterizado pela geração de rochas em ambiente de arco magmático. Apenas a porção plutônica deste arco encontra-se preservada.

O período colisional possui intervalo entre 590 e 560 Ma e é caracterizado pela colisão do paleocontinente São Francisco-Congo com outro paleocontinente localizado a leste. Essa colisão foi responsável por estruturar o Orógeno Ribeira e teve seu ápice em 580 Ma. Este evento imbricou os terrenos Paraíba do Sul e Oriental sobre o Terreno Ocidental, que representa o embasamento retrabalhado do Cráton São Francisco.

O período tardi-colisional, com intervalo entre 535 a 510 Ma é caracterizado pela colagem do Terreno Cabo Frio na chamada Orogênese Búzios. O período pós tectônico, compreendido entre 510 e 480 Ma é caracterizado por uma transição do regime tectônico colisional para o extensional. Esta fase é interpretada como resultante do colapso extensional do edifício orogênico (HEILBRON et al. 2010).

2.3 O Complexo Juiz de Fora – Evolução do conhecimento

2.3.2 Introdução

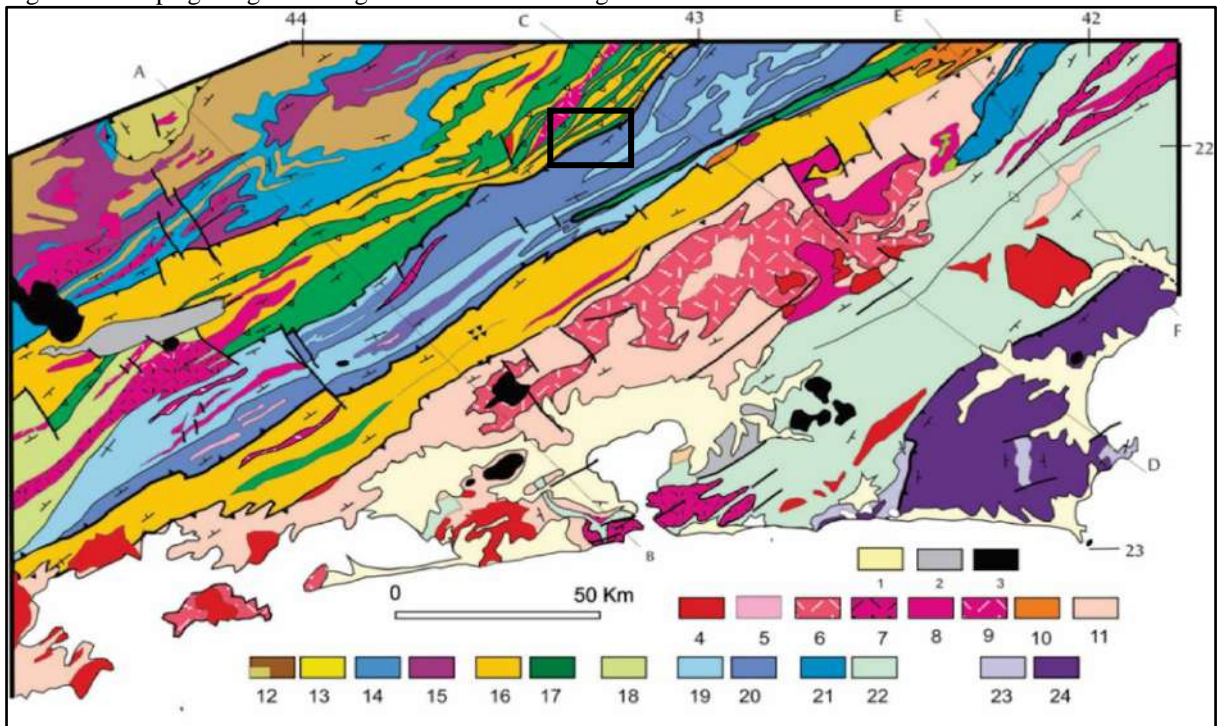
Na seção anterior foi realizada uma compilação bibliográfica acerca do Complexo Juiz de Fora no contexto da tectônica de consolidação do Gondwana, entretanto, a história geológica desta unidade também remonta a estruturação de um paleocontinente de idade paleoproterozoica (HEILBRON et al. 2010). Na presente seção será discutida a evolução do conhecimento para as rochas ortoderivadas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora no que diz respeito às suas características petrológicas, litogeoquímicas e geocronológicas assim como os modelos estabelecidos para a gênese das rochas desta unidade.

2.3.3 Litotipos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora

O Complexo Juiz de Fora é uma unidade litológica de extensão regional caracterizado por um conjunto de rochas verdes metamorfizadas em fácies granulitos que registra mais de um evento tectônico global. Ortogranulitos paleoproterozoicos cujos protólitos incluem granitoides cálcio-alcálicos representantes de arcos de ilhas e granitos colisionais de idades paleoproterozoicas (2,14 – 2,07 Ga) integram as rochas do Complexo Juiz de fora (HEILBRON et al. 2004).

O termo Série Juiz de Fora foi inicialmente 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 o termo Formação Juiz de Fora e 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.

Figura 7 – Mapa geológico do segmento central do Orógeno Ribeira com área de estudo delimitada



Legenda – 1 Cobertura quaternária; 2 bacias terciárias; 3 rochas alcalinas cretácicas e triássicas; (4-9):granitoides sin a pós colisionais; 10 suítes Anta e São Primo; 11 Arco Magmático Rio Negro (790 – 620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14). 15 Complexo Mantiqueira; 16 fácies distais da megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de fora; 17 Complexo Juiz de Fora; 18 Complexo Embu; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19 Grupo Paraíba do Sul; 20 Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21 plataformas carbonáticas da sucessão Italva; 22 Domínio Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23 Sucessão Buzios e Palmital; Complexo Região dos Lagos. Polígono preto: área de pesquisa da presente dissertação.

Fonte: Heilbron *et al*, 2017, modificado pelo autor, 2018.

Machado Filho *et al.* (1983) utilizou o termo Complexo Juiz de Fora para incluir tanto os ortogranulitos quanto os granulitos de origem sedimentar. Oliveira (1983) definiu os ortogranulitos charnockíticos da Série Juiz de Fora de Ebert como Complexo Juiz de Fora, e posteriormente, os trabalhos de Barbosa e Grossi Sad (1983a) e Grossi Sad e Barbosa (1985) utilizaram a terminologia “Complexo Juiz de Fora” para designar faixas de rochas ortoderivadas e granulitos de origem sedimentar. Figueiredo e Campos Neto (1989, 1990 e 1993) usaram a denominação Complexo Juiz de Fora para os ortogranulitos migmatíticos pertencentes a séries cálcio alcalinas de médio e de alto potássio. A partir do final da década de 80, os autores se afastaram da definição inicial do Complexo Juiz de Fora e começaram a utiliza-la para definir rochas ortoderivadas (ortognaisses e metabasitos) metamorizadas em fácies granulito.

Dois pulsos metamórficos são identificados na bibliografia para as rochas do Complexo Juiz de Fora: O pulso mais antigo (M1) é indicado pela paragênese ortopiroxênio + plagioclásio ± clinopiroxênio ± quartzo ± hornblenda em arranjo granoblástico, claramente anterior a foliação regional brasileira. De acordo com Nogueira, 1994; Duarte, 1998 e Duarte *et al.* 2003,

o metamorfismo granulítico nessas rochas foi gerado pela infiltração de fluidos ricos em CO₂ em um período pré ou cedo brasileiro. Próximo as zonas de cisalhamento relacionadas ao empilhamento tectônico Brasileiro, os granulitos são ortognaisses cinzas, com o desenvolvimento de foliação milonítica tardia e paragêneses minerais retrógradadas, com hornblenda, biotita e granada relacionadas ao pulso metamórfico M2 (Moraes et al. 2004).

2.3.3 Litogeoquímica

O Complexo Juiz de Fora compreende ortogranulitos enderbíticos a charnockíticos com rochas máficas subordinadas (HEILBRON et al, 1998; DUARTE, 1998). Diversos dados litogeoquímicos e caracterizações associadas já foram publicados para os ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora. 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) definem trends toleíticos e cálcio alcalinos para as rochas ortoderivadas.

Barbosa e Grossi Sad (1983) dividiram as rochas do Complexo Juiz de Fora em dois grupos principais: Um pertencente a série toleítica, representada pelos granulitos básicos e outro pertencente a série cálcio alcalina, representada pelos granulitos charnockíticos. Figueiredo e Campos Neto (1989, 1990 e 1993) subdividiram os ortogranulitos intermediários a ácidos em três séries: Série cálcio alcalina de baixo K, série cálcio alcalina de médio K e série cálcio alcalina de alto K, enriquecida em elementos leves.

Segundo Heilbron (1993), Duarte (1998) e Heilbron et al. (1998), os ortogranulitos intermediários a ácidos do Complexo Juiz de Fora correspondem predominantemente a série cálcio alcalina, de médio e alto K. Os ortogranulitos básicos pertencem a série toleítica ou alcalina. André (2009) também define quatro séries para as rochas ortoderivadas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios. Duas séries cálcio alcalinas, 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.

As rochas básicas toleíticas são heterogêneas, com assinaturas do tipo N-MORB, E-MORB e intra-continental, mostrando sua geração a partir de fontes mantélicas distintas (HEILBRON et al. 1998; DUARTE, 1998; DUARTE; VALENTE, 1999).

As rochas básicas de afinidade alcalina têm assinaturas típicas de ambiente intraplaca. A integração dos dados 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).

2.3.4 Geocronologia

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 riaciana (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 enderbitos de 2,1 e 2,08 Ga, respectivamente. O trabalho de Heilbron et al. (2010) mostra idades para vários litotipos do Complexo Juiz de Fora. Os ortogranulitos básicos com assinatura de basalto toleíticos representam as unidades mais antigas do Complexo Juiz de Fora, apresentando idades discordantes U-Pb determinadas por ID-TIMS com interceptos em 2527 ± 9 e 654 ± 12 .

Heilbron et al. (2010) mostram que os ortogranulitos enderbíticos pertencentes a série cálcio alcalina de médio K apresentam idades discordantes de U-Pb determinadas por LA-MC-ICPMS de 1966 ± 38 Ma para o intercepto superior, interpretadas como idade de cristalização e 587 ± 15 Ma para o intercepto inferior, interpretadas como idade de metamorfismo.

Para uma amostra relativa ao ortogranulito charnockítico pertencente a série cálcio alcalina de alto K, as idades U-Pb apresentadas por Heilbron et al. (2010) determinadas por LA-MC-ICPMS são concordantes em 2199 ± 17 Ma e alguns grãos discordantes marcam o intercepto em 633 ± 140 Ma, sendo interpretada como idade do metamorfismo Brasileiro.

Heilbron et al. (2010) também apresentam idades U-Pb em zircão determinadas por LA-MC-ICPMS para o ortogranulito máfico milonítico pertencente a série alcalina. As idades de 1765 ± 48 Ma foram interpretadas como idades de cristalização enquanto as idades de 586 ± 14 Ma foram interpretadas como metamorfismo.

A tabela 2, apresenta a seguir, de forma sintetizada as idades já publicadas para o Complexo Juiz de Fora e as interpretações dadas pelos autores para as idades obtidas.

Tabela 2 - Idades já publicadas para os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora

Autor	Litotipo	Localização	Método	Idade (U-Pb em zircão)	Interpretação
Machado (1996)	Ortogranulito	-	ID-TIMS	2134 Ma	Cristalização
Silva et al (2002)	Ortogranulito	Caparaó	SHRIMP	2195 ± 15 Ma	Cristalização
Noce et al (2007)	Ortogranulito básico	Abre Campo - Pedreira	SHRIMP	2113 ± 20Ma	Cristalização
			SHRIMP	584 ± 37 Ma	Metamorfismo
Noce et al (2007)	Ortogranulito enderbítico	Astolfo Dutra - Pedreira	SHRIMP	2084 ± 13 Ma	Cristalização
			SHRIMP	594 ± 37 Ma	Metamorfismo
Heilbron et al (2010)	Ortogranulito básico	Itaperuna	ID-TIMS	2427 ± 09 Ma	Cristalização
			ID-TIMS	654 ± 12 Ma	Metamorfismo
Heilbron et al (2010)	Ortogranulito enderbítico	-	LA-ICPMS	1966 ± 38 Ma	Cristalização
			LA-ICPMS	587 ± 15 Ma	Metamorfismo
Heilbron et al (2010)	Ortogranulito charnockítico	Juiz de Fora	ID-TIMS	2199 ± 17 Ma	Cristalização
			ID-TIMS	633 ± 140 Ma	Metamorfismo
Heilbron et al (2010)	Ortogranulito enderbítico	Conservatória	LA-ICPMS	1656 ± 69 Ma	Cristalização
			LA-ICPMS	591 ± 05 Ma	Metamorfismo
Heilbron et al (2010)	Ortogranulito básico	Conservatória	LA-ICPMS	1765 ± 05 Ma	Cristalização
			LA-ICPMS	586 ± 14 Ma	Metamorfismo

Fonte: O autor, 2018.

2.4 Modelo de evolução tectônica para as rochas do Complexo Juiz de Fora

Heilbron et al. (2010) e Duarte et al. (2004) afirmam que as rochas do embasamento expostas no segmento central da Faixa Ribeira representam a continuidade sul do paleocontinente São Francisco. A porção mais a sul do paleocontinente foi amalgamada no final dos eventos orogênicos riacianos. Heilbron et al. (2010) definem quatro estágios tectônicos para a consolidação do Complexo Juiz de Fora.

De acordo com Heilbron et al. (2010), no estágio pré-acrescionário com intervalo 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 paleocontinente São Francisco. Os dados litogeoquímicos e geocronológicos indicam que os toleítos de arco e as rochas pertencentes a séria cálcio-alcálica de médio K predominam nas escamas inferiores, localizadas a oeste, enquanto as rochas pertencentes as séries cálcio-alcálicas 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 MORB com 2.4 Ga representam relictos da crosta oceânica ou platôs basálticos localizados mais a leste em relação ao paleocontinente 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 teriam consolidado a margem sul da paleoplaca do São Francisco. Na porção interna do orógeno, um importante evento tectono-metamórfico de idade 2.04 – 2.05 Ga está registrado nos ortognaisses do Complexo Mantiqueira e interpretado como resultado da acresção do arco intra-oceânico Juiz de Fora ao arco Mantiqueira.

Após a estabilização do período colisional de consolidação da margem sul do paleocontinente São Francisco, em 1.7 – 1.6 Ga há o rifteamento Espinhaço no paleocontinente São Francisco, responsável pela intrusão de rochas básicas e félsicas de afinidade alcalina. Outro pulso de rifteamento atuou na paleoplaca do São Francisco, em 1.0 – 0.9 Ga, relativo ao desenvolvimento da bacia de margem passiva Andrelândia.

Finalmente, no neoproterozoico, ocorreu retrabalhamento brasileiro nas rochas dos complexos previamente formados resultando num metamorfismo em facies anfíbolito e

diversas fases de deformação no Complexo Mantiqueira. Metamorfismo granulítico associado ao desenvolvimento de foliação milonítica nas rochas do Complexo Juiz de Fora também ocorreram. Tais eventos metamórficos foram definidos pelas idades que variam entre 630 e 570 Ma.

3 GEOLOGIA LOCAL

3.1 Introdução

Como apresentado nos capítulos introdutórios, o foco do presente trabalho não envolve o mapeamento geológico-estrutural da área de estudo, mas sim a caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica das rochas ortoderivadas metamorfizadas em fácies granulito, que foram mapeadas como Complexo Juiz de Fora pela equipe do Departamento de Geologia Regional e Geotectônica (DGRG) e pelo Grupo Tektos da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. A campanha de campo realizada para a presente pesquisa consistiu na coleta de amostras e na visita aos principais afloramentos previamente mapeados. A consulta a este acervo e aos mapas realizados durante a disciplina de Estágio de Campo desenvolvida no ano de 1992 aliada as 10 novas lâminas petrográficas confeccionadas permitiram a caracterização petrográfica dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora na região estudada.

A área em questão é composta principalmente por intercalações entre as sequências metassedimentares do Grupo Andrelândia, representadas principalmente pelo sillimanita-granada-biotita gnaiss e pelo granada-biotita gnaiss, e pelos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, cujas variedades petrográficas (composições charnockíticas, charno-enderbíticas ou enderbíticas) são difíceis de definir em campo, uma vez que as rochas apresentam-se com coloração esverdeada. Também foram observados biotitas-gnaisses que estão possivelmente associados a suíte Matias Barbosa. As intercalações supracitadas ocorrem tanto em escala de afloramento, onde os litotipos possuem espessuras variando na ordem de centímetros a decâmetros, quanto em escala de mapa.

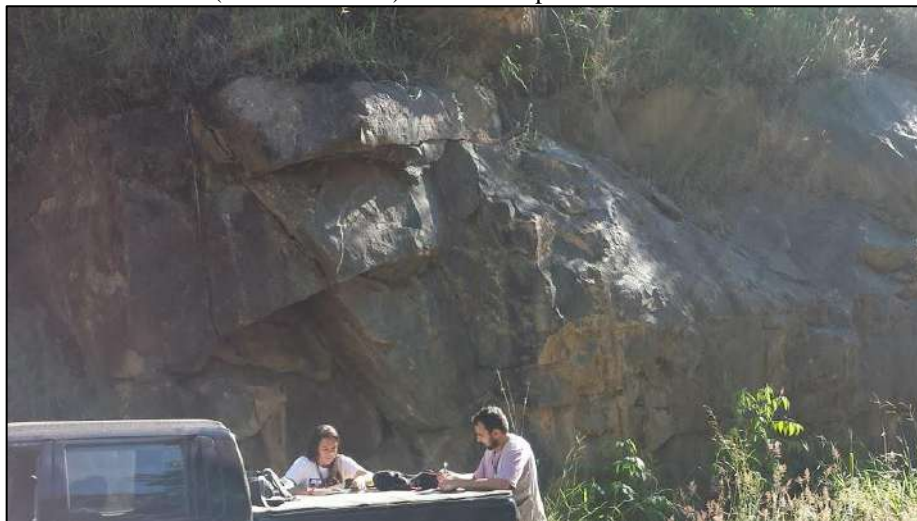
Na área estudada, tanto as rochas metassedimentares caracterizadas pelo sillimanita-granada biotita gnaiss e pelo granada-biotita-gnaiss, quanto as rochas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora afloram como blocos e lajedos em córregos, mas principalmente em cortes de estrada. Os afloramentos mostram diferentes graus de alteração e a maior parte deles encontra-se pouca alterada.

3.2 Feições de campo

Os ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa ocorrem sob a forma de paredões em cortes de estrada (Figuras 08 e 11) e em lajedos bastante aparentes em drenagens. Apresentam cor esverdeada ou ocre e estrutura predominantemente maciça. Embora se trate de um conjunto de rochas bastante heterogêneo, seu índice de cor mais característico é mesocrático (Figura 09), estando o melanocrático quase sempre associado as variedades básicas. Em amostras de mão as rochas são predominantemente equigranulares, de granulação média a grossa (cristais variando entre 0.3 e 2 mm) podendo apresentar fenocristais de ortopiroxênio. Em áreas próximas aos contatos tectônicos, as rochas tendem a tornar-se miloníticas e passam a apresentar uma cor branca amarelada, podendo conter enclaves de rochas mais escuras associadas.

A área de estudo apresenta um padrão estrutural complexo, uma vez que se trata de um terreno intensamente deformado. Inicialmente podemos citar que as estruturas planares mais marcantes impressas nas rochas são as foliações que possuem um *trend* principal de direção NE-SW, relacionadas a fase de deformação principal do orógeno Ribeira, imposta pelo evento brasileiro. Em escala de campo é possível observar forte lineação de estiramento mineral associada a foliação milonítica paralela ao bandamento tectônico.

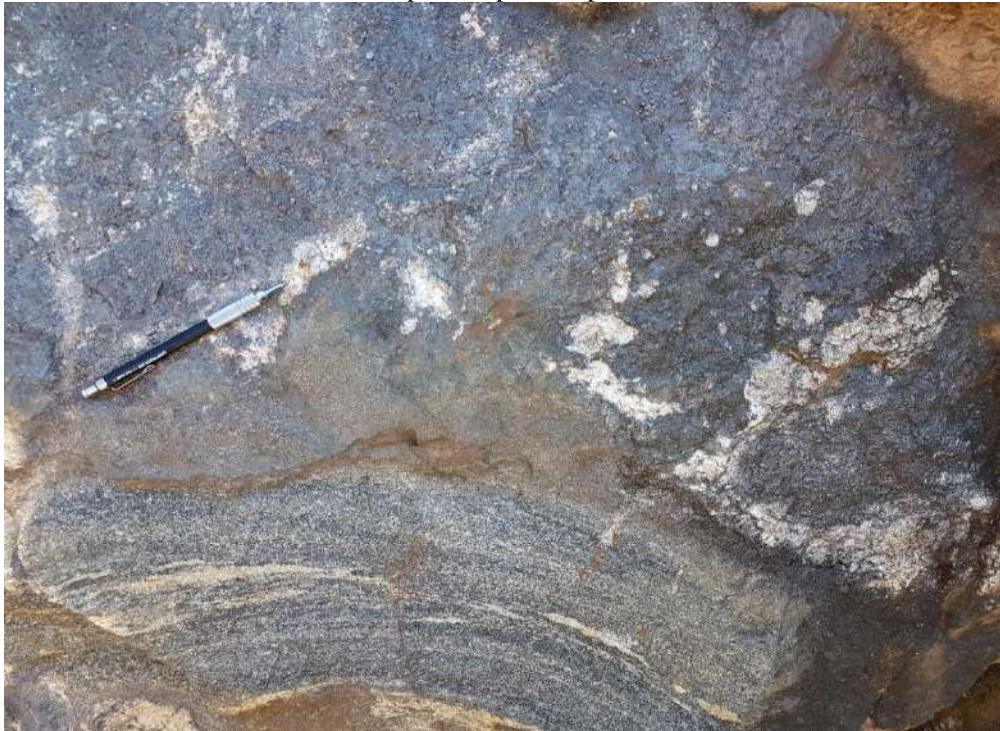
Figura 8 – Afloramento de ortogranulito enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora (Ponto MAJF 26) com visada para noroeste



Legenda: Afloramento em corte de estrada na rodovia MG 3050 com fraturas de alívio evidentes.

Fonte: O autor, 2018.

Figura 9 - Afloramento de ortogranulito enderbítico (MAJF 26) pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponta da lapiseira apontada para norte



Fonte: O autor, 2018.

Figura 10 - Afloramento de ortogranulito enderbítico (MAJF 26) pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponta da lapiseira apontada para norte



Fonte: O autor, 2018.

Figura 11 – Afloramento de ortogranulito charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponta da lapiseira apontada para norte



Legenda: A – Afloramento em corte de estrada do ortogranulito charno-enderbítico B – lineação de estiramento mineral em plano de foliação do ortogranulito de estrutura maciça.

Fonte: O autor, 2018.

Figura 12 – Afloramento de ortogranulito charno-enderbítico (MAF 33) pertencente ao Complexo Juiz de Fora . Ponta da lapiseira apontada para norte



Legenda: A – Afloramento em corte de estrada do ortogranulito charno-enderbítico B – leucossoma granulítico com cristais de ortopiroxênio.

Fonte: O autor, 2018.

3.3 Características petrográficas

A caracterização petrográfica com base nas lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Petrografia da FGEL – UERJ. Foram identificados aspectos macroscópicos e microscópicos como índice de cor, constituição mineralógica, textura, estrutura, reações metamórficas e de alteração. Para todas as lâminas foi realizada a classificação modal do protólito ígneo associado, com base no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

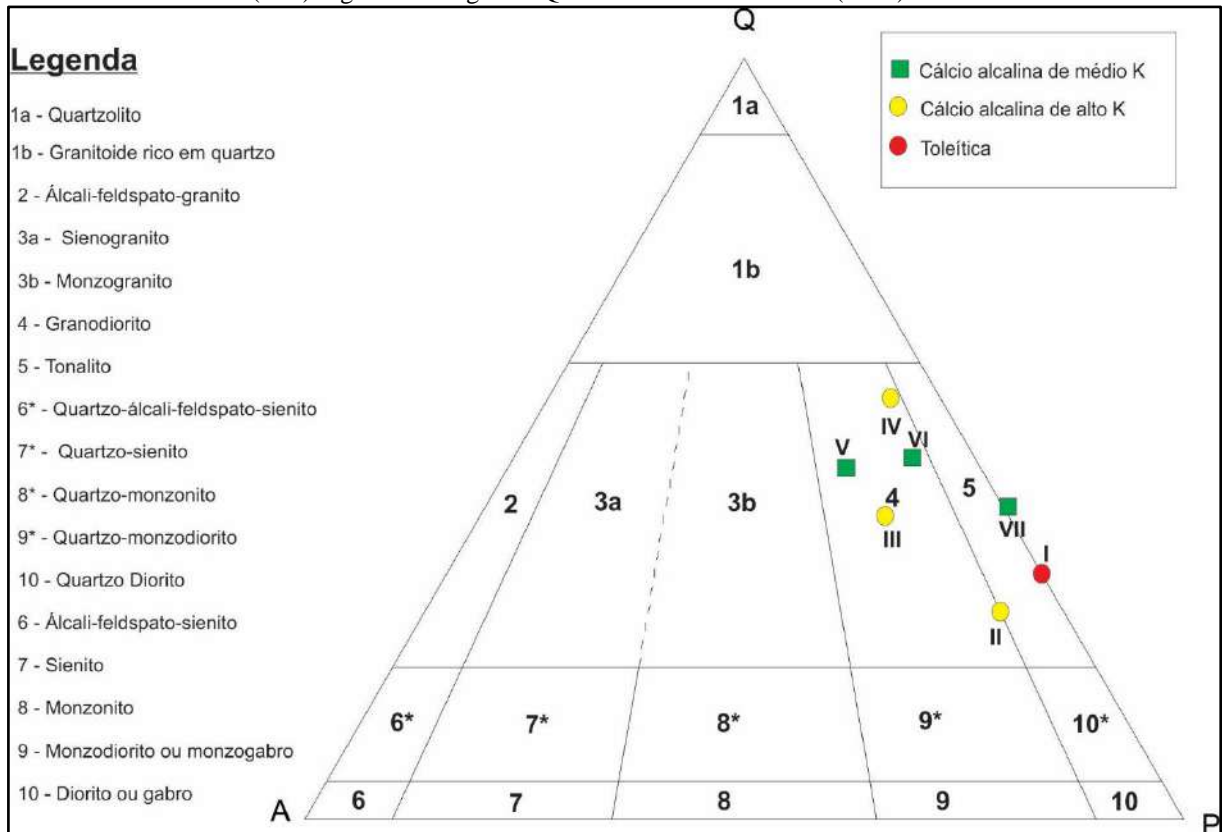
A partir da análise microscópica foi possível definir 3 litotipos claramente distintos dentro do Complexo Juiz de Fora. O primeiro trata-se de um ortogranulito charno-enderbítico, de composição granodiorítica cuja mineralogia inclui ortopiroxênio, plagioclásio, k-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita, em proporções variáveis. Como minerais acessórios podemos citar zircão, apatita, titanita, e eventualmente, sulfetos.

O segundo grupo corresponde a um ortogranulito enderbítico, de composição tonalítica cuja mineralogia inclui por vezes ortopiroxênio, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, em proporções variáveis. Uma amostra deste litotipo apresentou clinopiroxênio em sua composição. Como minerais acessórios podemos citar apatita, zircão, titanita e opacos.

O terceiro litotipo é um ortogranulito de composição básica cuja mineralogia inclui, além do ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, também em proporções variáveis. Como minerais acessórios predominam os opacos, identificados como sulfetos nas análises macroscópicas, titanita e zircão. A partir da classificação modal e utilização do diagrama de Streckeisen (1976) foi possível separar as rochas intermediárias em dois grupos distintos. Um grupo é caracterizado por cair no campo dos tonalitos e outro por cair no campo dos granodioritos.

A Figura 13 apresenta o diagrama QAP de classificação modal (Streckeisen, 1976) com as amostras analisadas. Este diagrama mostra que três amostras caem no campo dos tonalitos, sendo duas delas pertencentes a série cálcio alcalina de alto K e uma pertencente a série toleítica. Uma amostra da série cálcio alcalina de alto k (MAJF 14) tem seu protólito classificado como um granodiorito, assim como todas as amostras da série cálcio alcalina de médio K (Tais classificações serão melhor detalhadas no capítulo 4).

Figura 13 – Amostras intermediárias do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha (MG) e Matias Barbosa (MG) segundo o diagrama QAP modal de Streckeisen (1976)



Legenda: A – Q = Quartzo. A = Álcali Feldspato e P = Plagioclásio. Identificação das amostras: I) MAJF 17; II) MAJF 33; III) MAJF 28; IV) MAJF 16; V) MAJF 14; VI) MAJF 25; VII) MAJF 26.

Fonte: Streckeisen, 1976. Adaptado pelo autor, 2018.

O grupo de rochas intermediárias definidas como ortogranulitos enderbíticos tem composição tonalítica e apresentam um predomínio de plagioclásio (>42%), por vezes em porfiroblastos, em detrimento do K-feldspato, que está ausente nas amostras estudadas. Como minerais máficos, a hornblenda, a biotita e o ortopiroxênio representam os minerais mais abundantes, sendo o hiperstênio o mineral máfico mais abundante perfazendo mais de 15% da lâmina.

O grupo de rochas intermediárias definidas como ortogranulitos charno-enderbíticos tem composição granodiorítica e apresentam um quantitativo modal de plagioclásio inferior a 38%, podendo apresentar ortoclásio em sua composição. Como minerais máficos, a hornblenda, a biotita e o ortopiroxênio representam os minerais mais abundantes, sendo o hiperstênio o mineral máfico mais abundante perfazendo no máximo 12% da lâmina.

Tabela 3 – Valores modais não recalculados para o QAP das amostras estudadas na presente pesquisa

Amostras	Classificação Modal	Quarzo	Plagioclásio	K-feldspato	Biotita	Hornblenda	Opx	Cpx	Acessórios
MAJF 14	Granodiorito	32	27	10	10	10	5	-	1
MAJF 16	Granodiorito	40	30	5	10	10	3		2
MAJF 17	Tonalito	22	43			15	8	10	2
MAJF 25	Granodiorito	30	27	5	20	5	10		3
MAJF 26	Tonalito	25	42		5	10	15		3
MAJF 28	Granodiorito	27	32	10	10	13	12		1
MAJF 32	Norito		55			15	15	10	5
MAJF 33	Granodiorito	15	42	5	8	13	20		3

Legenda: Opx – ortopiroxênio; cpx – clinopiroxênio.

Fonte: O autor, 2018.

Na maior parte dos afloramentos a condição de metamorfismo identificada a partir da observação do ortopiroxênio foi em fácies granulito. O hiperstênio pode ser observado tanto em amostras de mão quanto em lâmina delgada. A identificação da paragênese de desequilíbrio com indicação de retrometamorfismo pode ser observada apenas em lâmina delgada. A paragênese retrometamórfica ocorre principalmente em amostras coletadas próximas aos contatos tectônicos com a sequência de rochas metassedimentares.

Nas análises petrográficas foram diagnosticadas fácies granulitos em todas as amostras classificadas como ortogranulitos. Na maior parte das lâminas foi possível observar reações retrometamórficas, com o diopsídeo alterando para hornblenda e hiperstênio para biotita. Nas zonas mais miloníticas essas reações predominavam ao longo de toda a lâmina delgada, o que é de se esperar, uma vez que nessas zonas o processo de hidratação ocorre com maior intensidade fazendo com que as reações retrometamórficas ocorram.

Com base na integração dos aspectos relacionados as feições de campo e petrográficas e com base na classificação a partir da composição mineralógica, foi possível subdividir o litotipo representado pelo ortogranulito enderbítico em dois grupos totalizando 4 litotipos principais. O primeiro foi denominado ortogranulito enderbítico e é caracterizado por apresentar cor esverdeada e bandamento centimétrico que é dado pela alternância de níveis mais

félsicos de cor caramelo, constituído predominantemente por quartzo e plagioclásio, e níveis menos félsicos de cor esverdeada. Em alguns afloramentos esta rocha apresenta textura granoblástica e a foliação muitas vezes é imperceptível. Localmente, esta rocha apresenta textura milonítica e a foliação torna-se bastante aparente, principalmente próximo aos contatos com as escamas de rochas metassedimentares. Como minerais máficos, hornblenda e biotita apresentam-se na matriz da rocha, nas bordas do ortopiroxênio. A rocha é rica em zircão e como minerais acessórios comuns podemos citar opacos e apatita.

O segundo ortogranulito enderbítico se diferencia dos demais por sua composição mineralógica. Ele é representado pela amostra MAJF 17 e, apesar de cair no campo dos tonalitos junto com as demais rochas classificadas como ortogranulitos enderbíticos, apresenta clinopiroxênio e um teor de opacos maior em sua composição mineralógica.

O terceiro litotipo, caracterizado com base nos critérios já expostos, foi denominado ortogranulito charno-enderbítico. Este litotipo é representado pelas amostras MAJF 14, MAJF 25 e MAJF 28 e estão representados pelos quadrados verdes no diagrama QAP (Figura 13) que plotam no campo dos granodioritos. Estas rochas apresentam índice de cor leucocrático, textura variando de granoblástica a milonítica, principalmente próxima aos contatos com o sillimanita-granada-biotita gnaiss. A mineralogia principal deste grupo de rochas é caracterizada por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, hornblenda, biotita e ortopiroxênio.

Tabela 4 – Paragênese metamórfica e retrometamórfica para as rochas do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa

Grupo Composicional	Litotipo	Paragênese metamórfica	Paragênese retrometamórfica
Básico	Ortogranulito básico	Opx, cpx, plg, qrtz	ausente
Intermediário	Enderbítico	Opx, cpx, plg, qrtz, ort	Hrnbl, btt
	Enderbítico II	Opx, plg, qrtz	Hrnbl, btt
	Charno-enderbítico	Opx, plg, qrtz, k-feldp	Hrnbl, btt

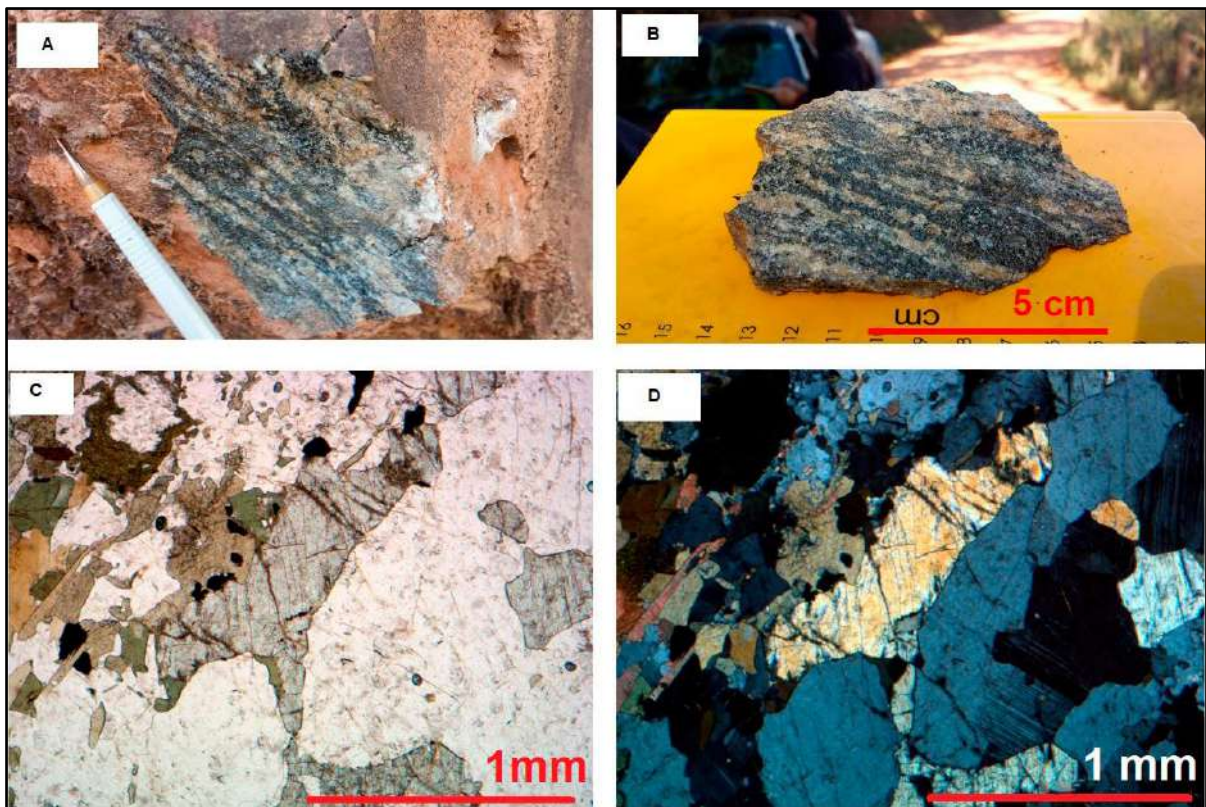
Legenda: plg – plagioclásio; qrtz – quartzo; ort – ortoclásio; Hrnbl – hornblenda; btt – biotite; k-feldp – K-feldspato; Opx – ortopiroxênio; cpx – clinopiroxênio.

Fonte: O autor, 2018.

O quarto e último litotipo foi denominado ortogranulito básico. Essa rocha é representada pela amostra MAJF 32 e ocorre sobre a forma de uma lente de dimensão métrica dentro do ortogranulito intermediário. Esta rocha tem composição gabróica, granulometria média, textura granoblástica e estrutura maciça. Sua mineralogia envolve plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e opacos. É possível observar em lâmina delgada processos de recrystalização que geram uma matriz incipiente caracterizada por quartzo, biotita, apatita.

Na tabela 4 é possível observar os quatro litotipos definidos para as rochas ortoderivadas do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa. A tabela apresenta de forma resumida as características mineralógicas de cada litotipo definido, com suas paragêneses metamórficas e retrometamórficas, quando presentes.

Figura 14 – Ortogranulito intermediário charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponto MAJF 14



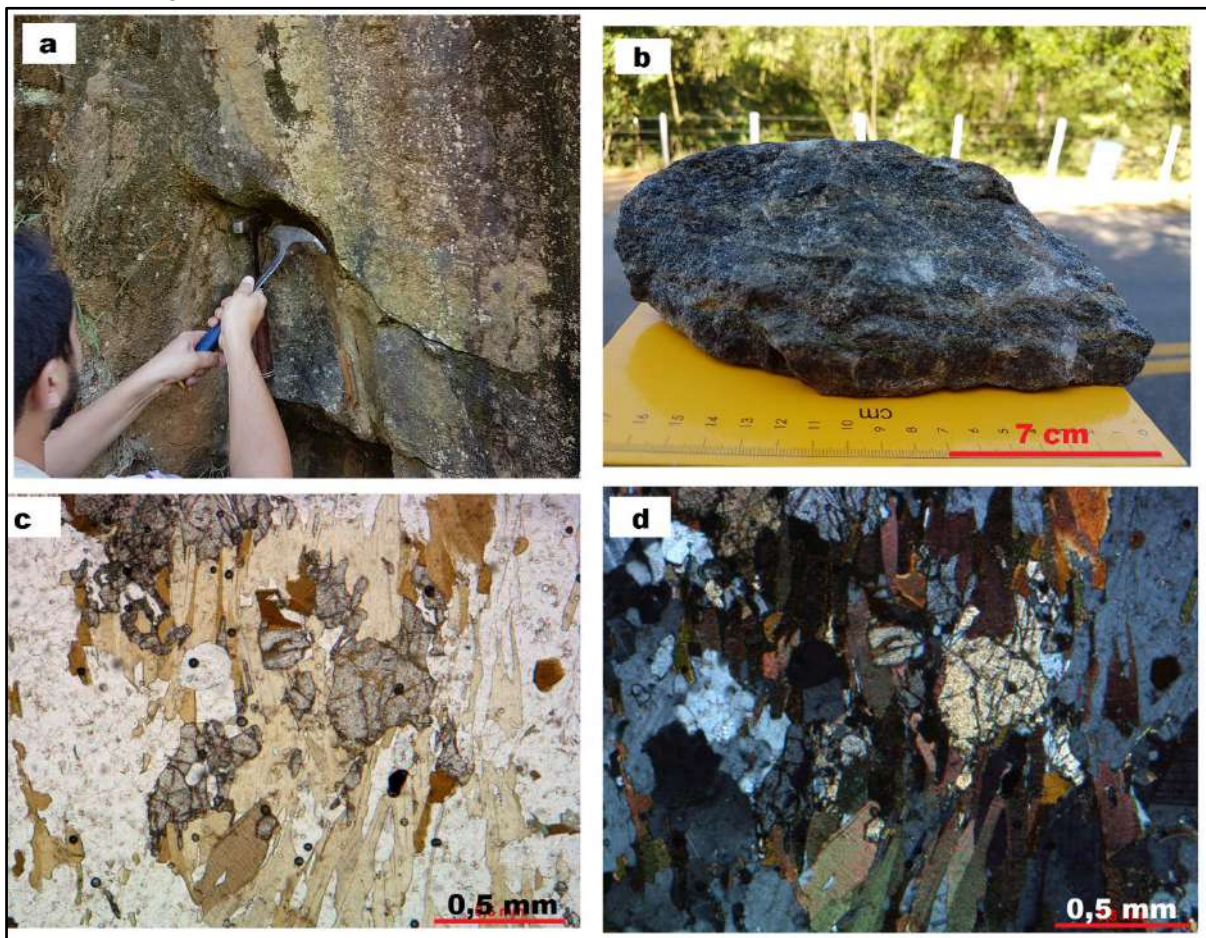
Legenda: a) visada do afloramento. b) Amostra de mão do ortogranulito intermediário (Amostra MAJF-14) com bandas quartzo-feldspáticas intercaladas com bandas de minerais máficos (hornblenda, biotita e ortopiroxênio) c e d) Fotomicrografia do ortogranulito intermediário mostrando hiperstênio, hornblenda, biotita, quartzo e plagioclásio sob nicóis paralelos e nicóis cruzados, respectivamente.

Fonte: O autor, 2018.

A amostra MAJF 14 (figura 14) foi classificada como um ortogranulito charno-enderbítico. O afloramento de onde foi coletada possuía capa de alteração de cor ocre e sua

amostra de mão é caracterizada pela alternância de bandas quartzo feldspáticas e bandas constituídas por minerais máficos, predominantemente hornblenda e biotita. Todavia, em lâmina delgada (Figuras 14 c e 14d) é possível observar cristais de ortopiroxênio com 1mm e indícios de paragênese retrometamórfica, com as bordas do ortopiroxênio alterando para hornblenda.

Figura 15 – Ortogranulito intermediário charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponto MAJF 25

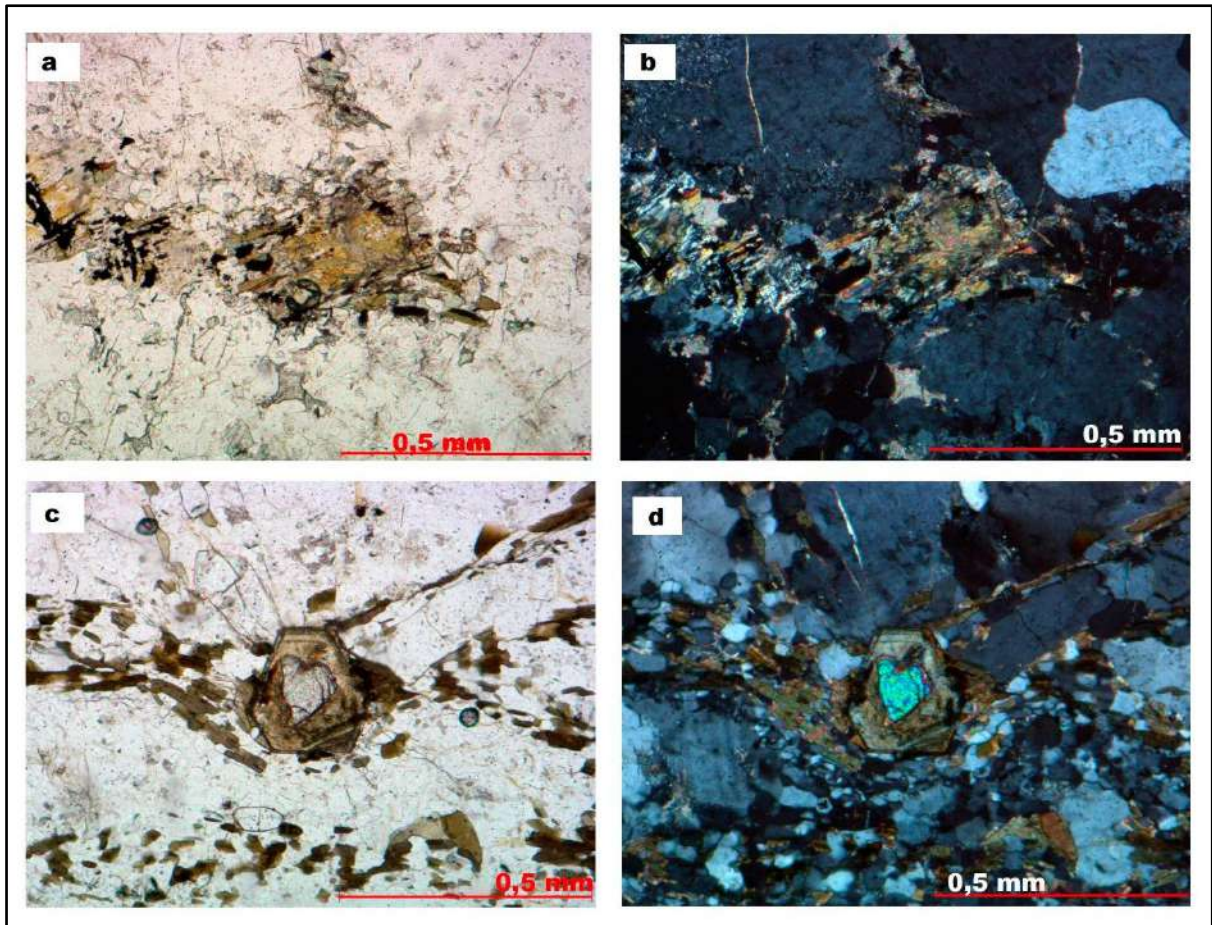


Legenda: a) visada do afloramento. b) Amostra de mão do ortogranulito charno-enderbítico (Amostra MAJF-25) c e d) Fotomicrografia do ortogranulito charno-enderbítico mostrando hiperstênio, hornblenda, biotita, quartzo e plagioclásio sob nicóis paralelos e nicóis cruzados, respectivamente.

Fonte: O autor, 2018.

A amostra MAJF 25 (figura 15) foi classificada como um ortogranulito charno-enderbítico. O afloramento de onde foi coletada possuía capa de alteração de cinza esverdeada e é caracterizada por estrutura maciça e textura granolepidoblástica. Os cristais de ortopiroxênio (hiperstênio) possuem em média 0,7 mm e são bordejados por cristais de biotita. Sua matriz é quartzo feldspática e como minerais acessórios zircão, apatita e opacos estão presentes.

Figura 16 – Ortogranulito intermediário charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponto MAJF 16

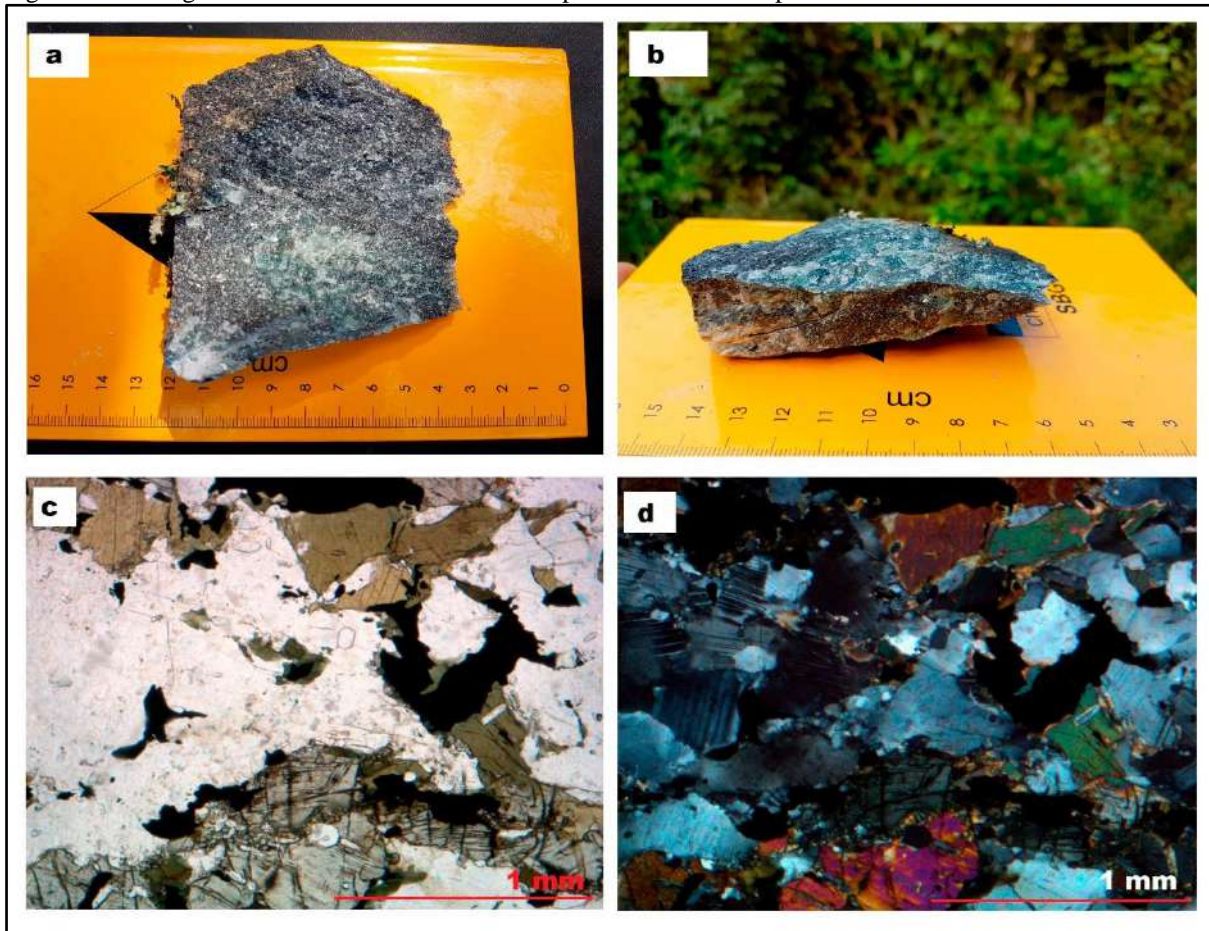


Legenda: a) e b) Fotomicrografia do ortogranulito charno-enderbítico mostrando ortopiroxênio (hiperstênio) alterando para biotita, quartzo, k feldspato e plagioclásio constituindo a matriz da rocha, sob nicóis paralelos e nicóis cruzados, respectivamente. Observar que a biotita ocorre substituindo os cristais de ortopiroxênio; c e d) Fotomicrografia do ortogranulito charno-enderbítico com textura milonítica mostrando microcristais de biotita desviando de cristal de titanita. Matriz quartzo-feldspática com quartzo recristalizado sob nicois paralelos e nicois cruzados, respectivamente

Fonte: O autor, 2018.

A amostra MAJF 16 (figura 16) foi classificada como um ortogranulito charno-enderbítico e pertence a série cálcio alcalina de alto K (bolinhas amarelas no diagrama QAP – figura 13). O afloramento de onde foi coletada possuía capa de alteração cinza clara e era possível observar bandas de metassedimentos (granada biotita gnaiss e sillimanita granada biotita gnaiss) associados ao ortogranulito. A rocha apresenta trama milonítica e textura granolepidoblástica, com uma matriz quartzo-feldspática e filetes de biotita e hornblenda com orientação preferencial. Os cristais de ortopiroxênio apresentam-se intensamente alterados, o que é de se esperar para os ortogranulitos miloníticos presentes na área.

Figura 17 – Ortogranulito intermediário enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Ponto MAJF 17

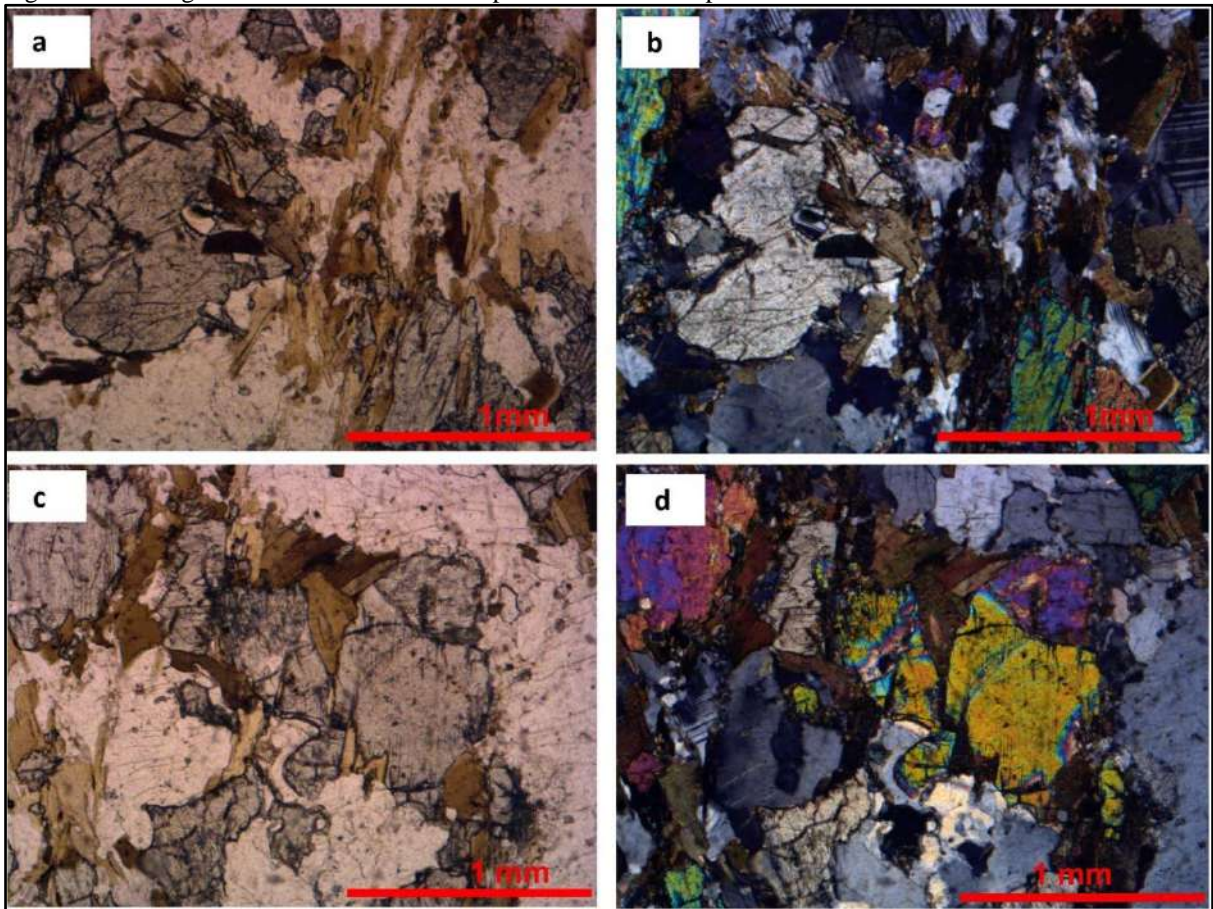


Legenda: a e b) Amostra de mão do ortogranulito enderbítico. Rocha mesocrática, de granulometria média a grossa, estrutura maciça e textura granoblástica; c e d) Fotomicrografia do ortogranulito intermediário mostrando hiperstênio, hornblenda, clinopiroxênio, quartzo e plagioclásio sob nicois paralelos e nicois cruzados, respectivamente.

Fonte: O autor, 2018.

A amostra MAJF 17 (figura 17) foi classificada como um ortogranulito enderbítico e pertence a série toleítica (bolinha vermelha no diagrama QAP – figura 13). O afloramento de onde foi coletada possuía capa de alteração cinza escura e ocorria em corte de estrada de difícil acesso por conta de intensa vegetação. A rocha apresenta cor mesocrática, estrutura maciça e textura granoblástica, com cristais de quartzo e plagioclásio compondo a matriz da rocha. Os cristais de plagioclásio apresentam coloração verde oliva. Em lâmina delgada é possível observar paragênese típica de ortogranulitos com clinopiroxênio (diopsídeo), ortopiroxênio (hiperstênio), hornblenda, quartzo e feldspatos. A rocha apresenta uma proporção de opacos maior que os demais ortogranulitos intermediários (charno-enderbíticos ou enderbíticos) descritos.

Figura 18 – Ortogranulito charno-enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Amostra MAJF 33

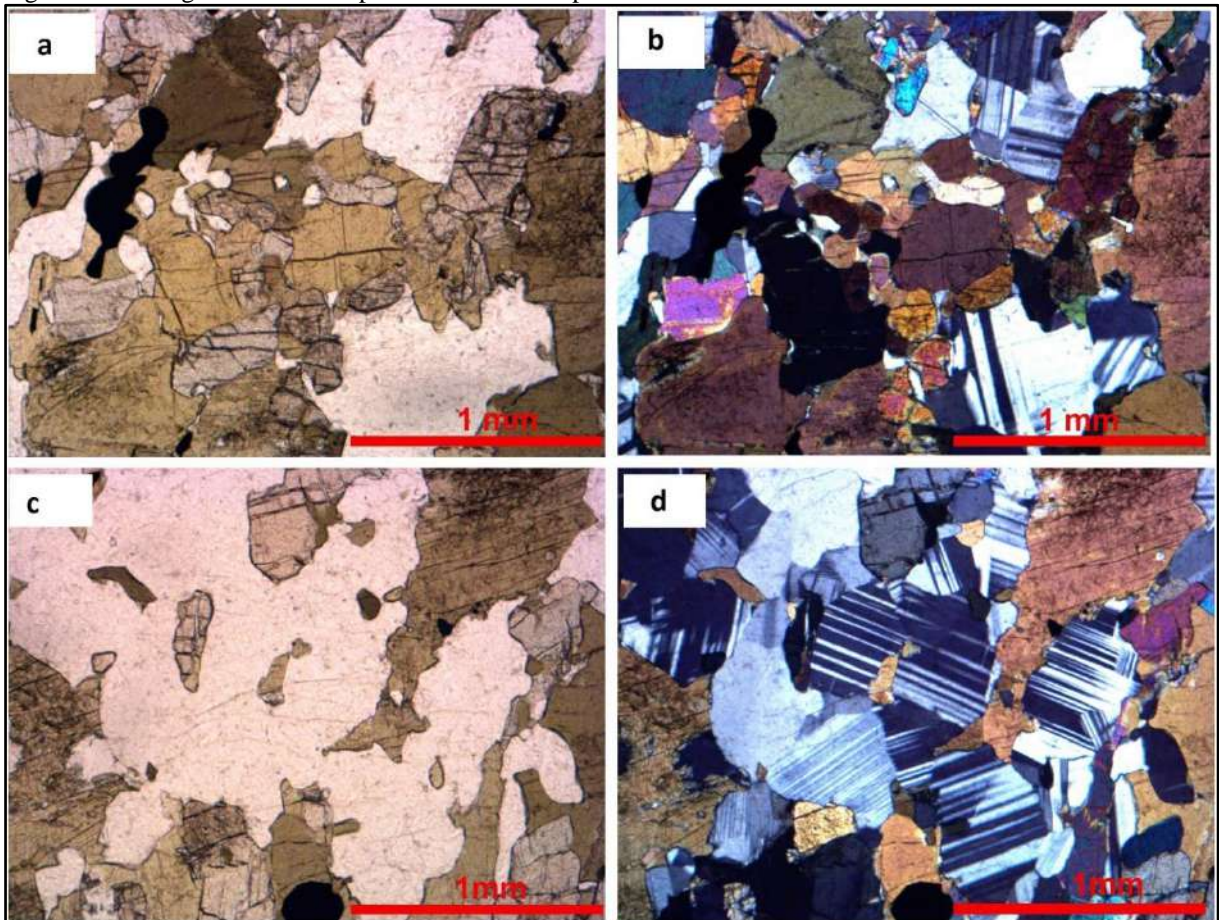


Legenda: a e b) Amostra de mão do ortogranulito charno-enderbítico. Rocha mesocrática, de granulometria média a grossa, estrutura maciça e textura granoblástica; c e d) Fotomicrografia do ortogranulito intermediário mostrando hiperstênio, hornblenda, quartzo e plagioclásio sob nicois paralelos e nicois cruzados, respectivamente.

Fonte: O autor, 2018.

A amostra MAJF 33 (figura 18) foi classificada como um ortogranulito charno-enderbítico e pertence a série cálcio alcalina de alto K (bolinha amarela no diagrama QAP – figura 13). O afloramento de onde foi coletada possuía capa de alteração cinza esverdeada e ocorria em corte de estrada. A rocha apresenta cor mesocrática, estrutura maciça e textura granoblástica, com cristais de quartzo e plagioclásio compondo a matriz da rocha. Em lâmina delgada é possível observar paragênese típica de ortogranulitos com ortopiroxênio (hiperstênio), hornblenda, quartzo e feldspato. Os cristais de ortopiroxênio compõe o principal mineral máfico presente na rocha e possui dimensão média de 1mm.

Figura 19 – Ortogranulito básico pertencente ao Complexo Juiz de Fora. Amostra MAJF 32



Legenda: a e b) Ortogranulito básico. Cristais de hiperstênio, hornblenda, plagioclásio, quartzo minerais opacos caracterizam a rocha. Rocha de granulometria média a grossa, estrutura maciça e textura granoblástica; c e d) Fotomicrografia do ortogranulito básico mostrando hiperstênio, hornblenda, clinopiroxênio, quartzo e plagioclásio sob nicois paralelos e nicois cruzados, respectivamente.

Fonte: O autor, 2018.

A amostra MAJF 32 (figura 19) foi classificada como um ortogranulito básico e pertence a série toleítica. O afloramento de onde foi coletada possuía capa de alteração cinza escura e ocorria em corte de estrada. A rocha apresenta cor melanocrática, estrutura maciça e textura granoblástica, com cristais de plagioclásio sendo o principal mineral félsico da rocha. Em lâmina delgada é possível observar paragênese típica de ortogranulito com ortopiroxênio (hiperstênio), hornblenda, clinopiroxênio (diopsídeo), quartzo e plagioclásio. Os cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio compõe o principal mineral máfico presente na rocha e possuem dimensão média de 1mm.

4 LITOGEOQUÍMICA

4.1 Introdução

Com o intuito de caracterizar geoquimicamente os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa, foram realizadas 8 análises químicas de rocha total (elementos maiores, traços – incluindo os elementos terras raras), englobando os quatro tipos principais que foram definidos petrograficamente: ortogranulitos charno-enderbíticos, enderbíticos (dois grupos) e básicos. Como dito anteriormente, no tópico sobre materiais e métodos, todas as amostras para a análise litogeoquímica foram coletadas em cortes de estradas uma vez que nestes afloramentos a atividade intempérica se dava de forma bastante incipiente. Os dados aqui apresentados serão comparados com os dados de Duarte et al. (1997), que apresenta valores para a região de Matias Barbosa, de André (2009), que apresenta valores para a região de Três Rios (RJ) e Heilbron et al. (1998), que apresenta valores para a região de Valença (RG) e Juiz de Fora (MG).

4.2 Discriminação das séries magmáticas e classificação geoquímica

Os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa plotados no diagrama de “sílica x álcalis” de Irvine & Baragar (1971) constituem uma série estritamente sub-alcálica (Figura 20 a). Já no diagrama AFM (Álcalis, Ferro e Magnésio) dos mesmos autores, dois conjuntos podem ser observados. O primeiro é caracterizado pelos ortogranulitos charno-enderbíticos a enderbíticos que caem no campo dos granodioritos e tonalitos QAP de Streckeisen (1976). Este grupo constitui uma série cálcio-alcálica. Duas outras amostras, uma delas representada pelo ortogranulito básico e outra pelo ortogranulito enderbítico, constituem o grupo das rochas que pertencem a série toleítica.

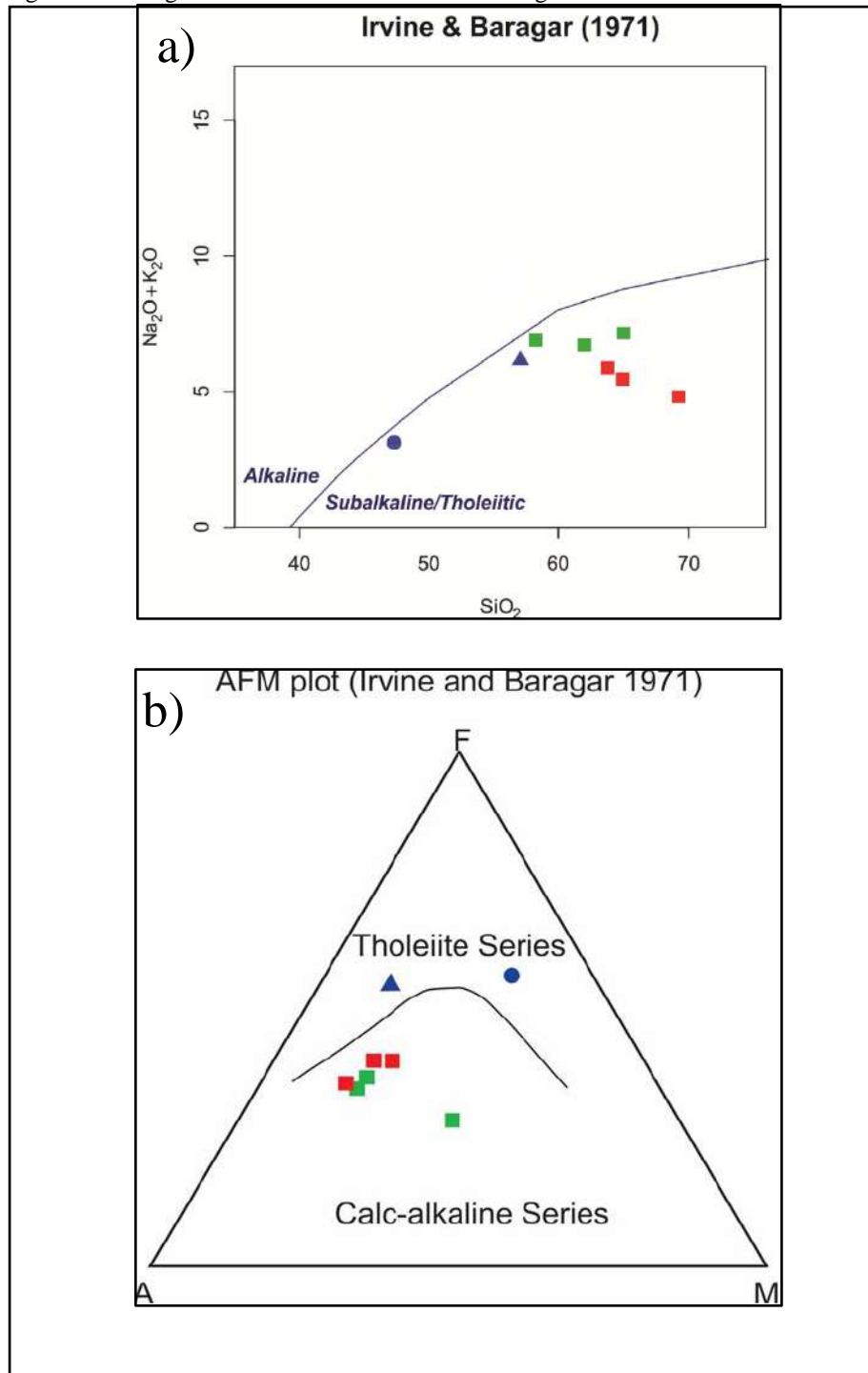
Os ortogranulitos charno-enderbíticos e enderbíticos pertencentes a série cálcio alcalina são metaluminosos a fracamente peraluminosos (Figura 21), isso se dá em consequência da proporção molecular de alumina menor que a soma da proporção molecular de sódio, potássio e cálcio.

Tabela 5 – Composição química dos elementos maiores, menores e traços para 8 amostras relativas aos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora

Amostra	MAJF 14	MAJF 16	MAJF 17	MAJF 25	MAJF 26	MAJF 28	MAJF 32	MAJF 33
SiO ₂	63,78	65,02	57,04	64,93	69,26	62	47,22	58,23
Al ₂ O ₃	15,36	15,02	14,42	16,12	15,17	16,03	14,41	11,53
FeO _t	5,89	5,24	10,23	5,1	3,46	5,34	14,04	5,52
MnO	0,057	0,06	0,146	0,087	0,049	0,071	0,19	0,153
MgO	2,82	2,44	2,16	2,07	1,35	2,46	7,03	6,7
CaO	4,2	2,97	5,49	4,69	4,25	5,03	11,61	9,25
Na ₂ O	3,79	3,51	2,82	3,94	3,91	4,02	2,4	1,44
K ₂ O	2,1	3,65	3,34	1,54	0,9	2,72	0,74	5,48
TiO ₂	0,834	0,883	2,602	0,734	0,346	0,574	1,4	0,449
P ₂ O ₅	0,18	0,38	0,81	0,2	0,09	0,23	0,09	0,08
LOI	1,02	0,9	0,39	0,8	0,47	1,52	0,32	1,25
V	115	65	137	79	54	90	431	65
Ba	472	950	1128	732	385	1352	34	2931
Sr	363	340	349	637	313	540	121	718
Y	29	17	58	7	7	49	24	17
Zr	300	443	675	220	170	181	63	125
Co	25	17	30	23	17	26	87	26
Ni	40	30	40	40	40	40	110	40
Rb	61	132	70	52	21	57	4	160
Nb	10	14	36	7	2	9	4	8
La	52,4	95,3	80,2	22,5	21,7	59	12,2	18,8
Ce	101	178	192	45,3	39,2	126	26,8	43,4
Pr	10,9	18,4	24,8	5,26	3,83	15,4	3,41	5,23
Nd	38,5	62,1	103	20,1	13,3	62,3	14,7	19,9
Sm	7,4	9,6	21,1	3,8	2,3	15	4	3,7
Eu	1,68	1,68	3,21	1,67	1,1	1,74	1,34	0,85
Gd	6,6	6,6	17	2,7	1,8	13,4	4,7	3,3
Tb	1	0,8	2,4	0,3	0,2	2	0,8	0,5
Dy	5,7	3,8	12,6	1,7	1,3	10,8	5,2	2,8
Ho	1,1	0,6	2,3	0,3	0,3	1,8	1	0,6
Er	3,2	1,6	6,1	0,8	0,8	4,8	2,9	1,6
Tm	0,43	0,21	0,83	0,11	0,1	0,62	0,42	0,25
Yb	2,5	1,2	4,9	0,7	0,7	3,5	2,8	1,6
Lu	0,38	0,18	0,69	0,11	0,1	0,48	0,44	0,25
Hf	6,6	9,5	16,1	4,7	4,2	4,5	1,8	2,8
Ta	0,5	0,5	1,9	0,5	0,3	0,4	0,7	0,4
Th	2,9	11,3	1,2	1,3	1,6	4,6	0,6	3,7
U	0,2	0,6	0,2	0,4	0,3	0,2	0,3	0,5
Total REE	232,79	380,07	471,13	105,35	86,73	316,84	80,71	102,78
Eu/Eu*	0,72	0,61	0,50	1,52	1,60	0,37	0,94	0,73
[La/Yb] _n	14,18	53,73	11,07	21,74	20,97	11,40	2,95	7,95

Fonte: O autor, 2018.

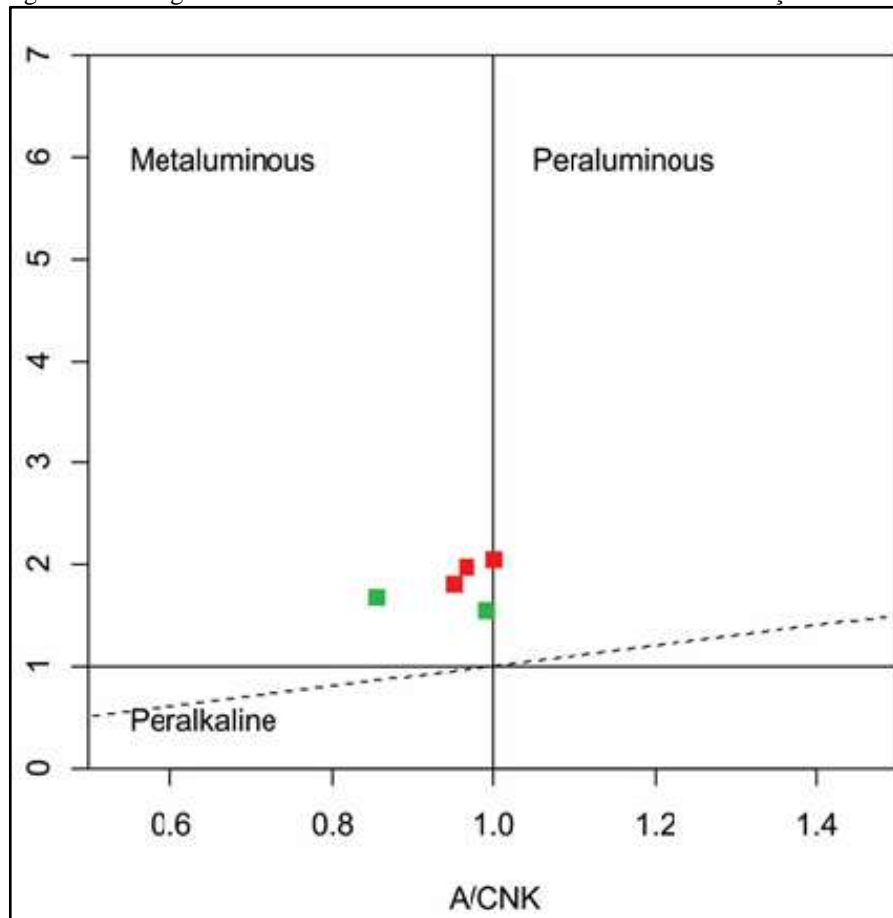
Figura 20 – Diagramas discriminantes das séries magmáticas



Legenda: a) Diagrama sílica x total de álcalis de Irvine e Baragar (1971) e b) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971). ● Ortgranulito básico; ▲ ortgranulito intermediário pertencente a série toleítica; ■ Ortgranulitos intermediários pertencentes a série cálcio-alkalina de médio k; ■ Ortgranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alkalina de alto k.

Fonte: Irvine e Baragar (1971), adaptado pelo autor, 2018

Figura 21 – Diagrama A/CNK x A/NK de Shand 1943 - índice de saturação em alumina

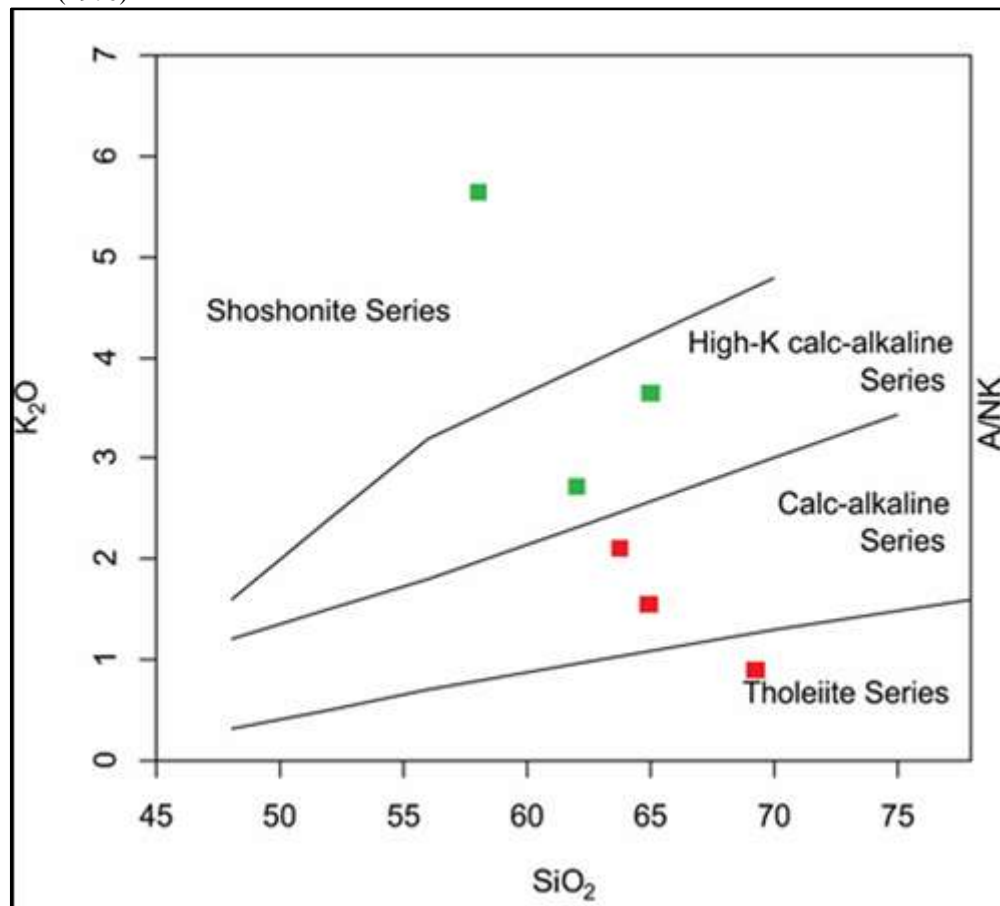


Legenda: ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio-alkalina de médio k; ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k.

Fonte: Shand (1943), adaptado pelo autor, 2018.

A partir da utilização do diagrama de Pecerrillo & Taylor (1976) (Figura 22), as rochas pertencentes a série cálcio alcalina podem ser classificadas de acordo com o teor de potássio. A amostra MAJF-26, apesar de no diagrama citado cair no campo da série toleítica, será tratado como pertencente a série cálcio-alkalina, pois essa classificação foi determinada pelo diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) e pelos diagramas de elementos terras raras que serão expostos mais adiante. Sendo assim, os ortogranulitos charno-enderbíticos e enderbíticos podem ser divididos entre as séries cálcio alcalina de médio k, representado pelas amostras MAJF 14, MAJF 25 e MAJF 26 e cálcio alcalina de alto K, representada pelas amostras MAJF 16, MAJF 28 e MAJF 33. Ambas as séries compreendem tanto ortogranulitos charno-enderbíticos como enderbíticos (aqueles que plotam nos campos dos granodioritos e tonalitos, respectivamente), embora predomine o tipo charno-enderbítico.

Figura 22– Diagrama classificatório para as séries cálcio alcalinas. (SiO_2 x K_2O – Peccerillo e Taylor (1976)



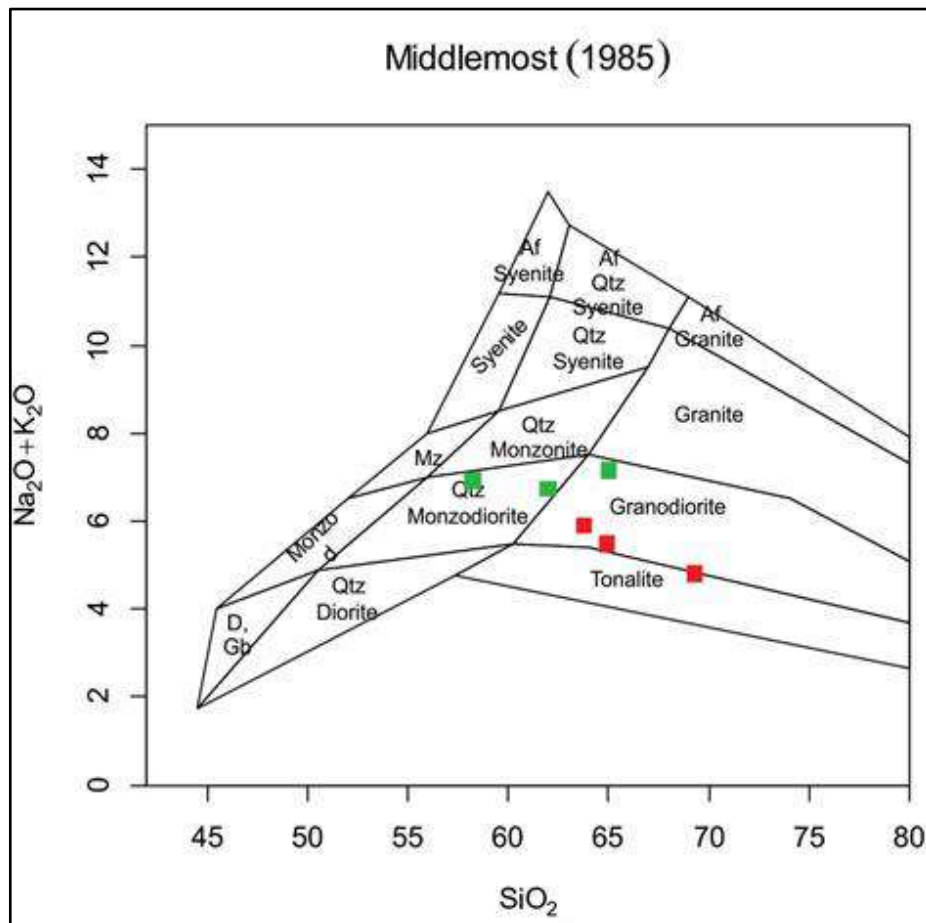
Legenda: ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio-alcalina de médio k; ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k.

Fonte: Peccerillo and Taylor (1976), adaptado pelo autor, 2018

O diagrama de Middlemost (1985) (Figura 23) mostra que as rochas pertencentes a série cálcio alcalina de alto K são classificadas em quartzo monzodioritos e granodioritos, enquanto as rochas pertencentes a série cálcio alcalina de médio K são classificadas em granodioritos.

A tabela 06 mostra as classificações realizadas em campo e petrograficamente para fins comparativos com as classificações geoquímicas para as rochas intermediárias estudadas.

Figura 23 – Diagrama de classificação química para a série cálcio alcalina – Middlemost (1985)



Legenda: ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio-alcalina de médio k;
 ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k.

Fonte: Middlemost (1985), adaptado pelo autor, 2018

Tabela 6 – Comparação entre as diversas classificações dos litotipos intermediários

Amostras	Classificação Campo	Classificação Modal	Litotipo	Série Magmática	Classificação litogeoquímica
MAJF 14	Intermediária	Granodiorito	Charno-enderbítico	Médio K	Granodiorito
MAJF 16	Intermediária	Granodiorito	Charno-enderbítico	Alto K	Granodiorito
MAJF 25	Intermediária	Granodiorito	Charno-enderbítico	Médio K	Granodiorito
MAJF 26	Intermediária	Tonalito	enderbítico	Médio K	Tonalito
MAJF 28	Intermediária	Granodiorito	Charno-enderbítico	Alto K	Qtz monzodiorito
MAJF 33	Intermediária	Granodiorito	Charno-enderbítico	Alto K	Qtz monzodiorito

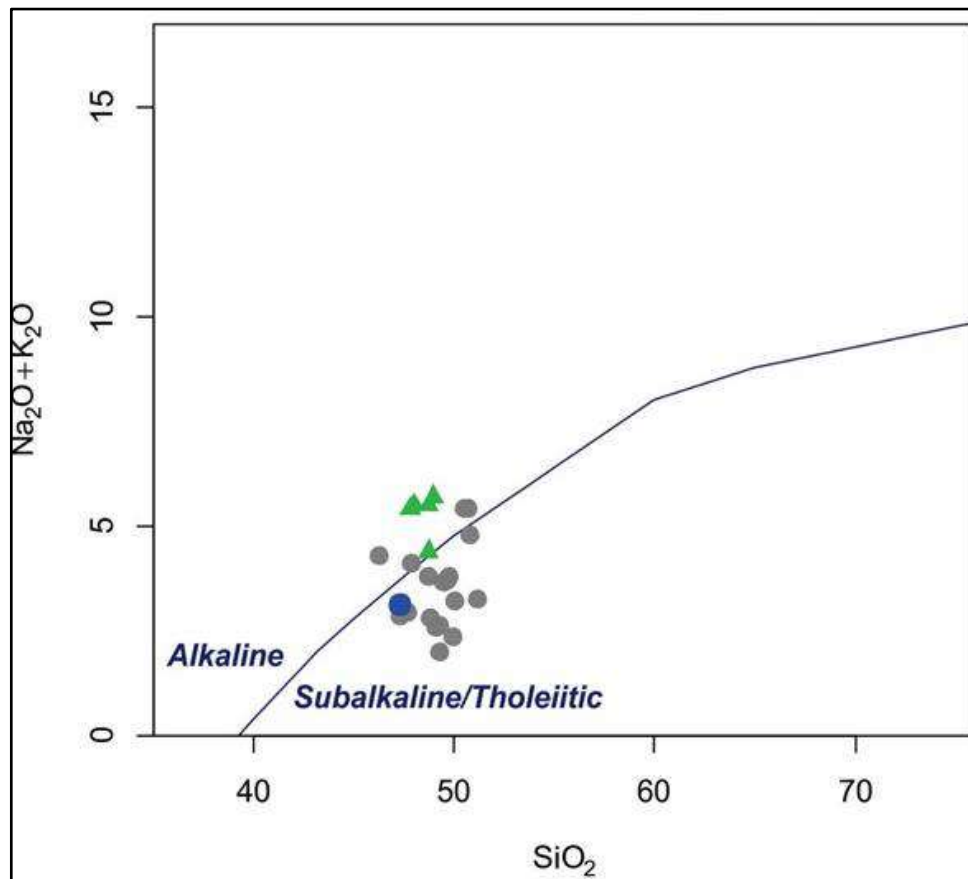
Fonte: O autor, 2018.

4.3 Classificação do ortogranulito básico e comparação com dados já publicados

Como apresentado nos diagramas de Irvine & Baragar (1971) (Figura 20), o único ortogranulito básico desta dissertação, representado pela amostra MAJF 32, pertence a série toleítica. Neste tópico discutiremos suas características litogeoquímicas de forma comparada aos dados já publicados para outros ortogranulitos básicos do complexo juiz de fora.

Os dados já publicados para os ortogranulitos básicos do CJF envolvem tanto as rochas pertencentes a série alcalina quanto a subalcalina. Os ortogranulitos básicos pertencentes a série subalcalina são predominantemente toleíticos (Figura 24).

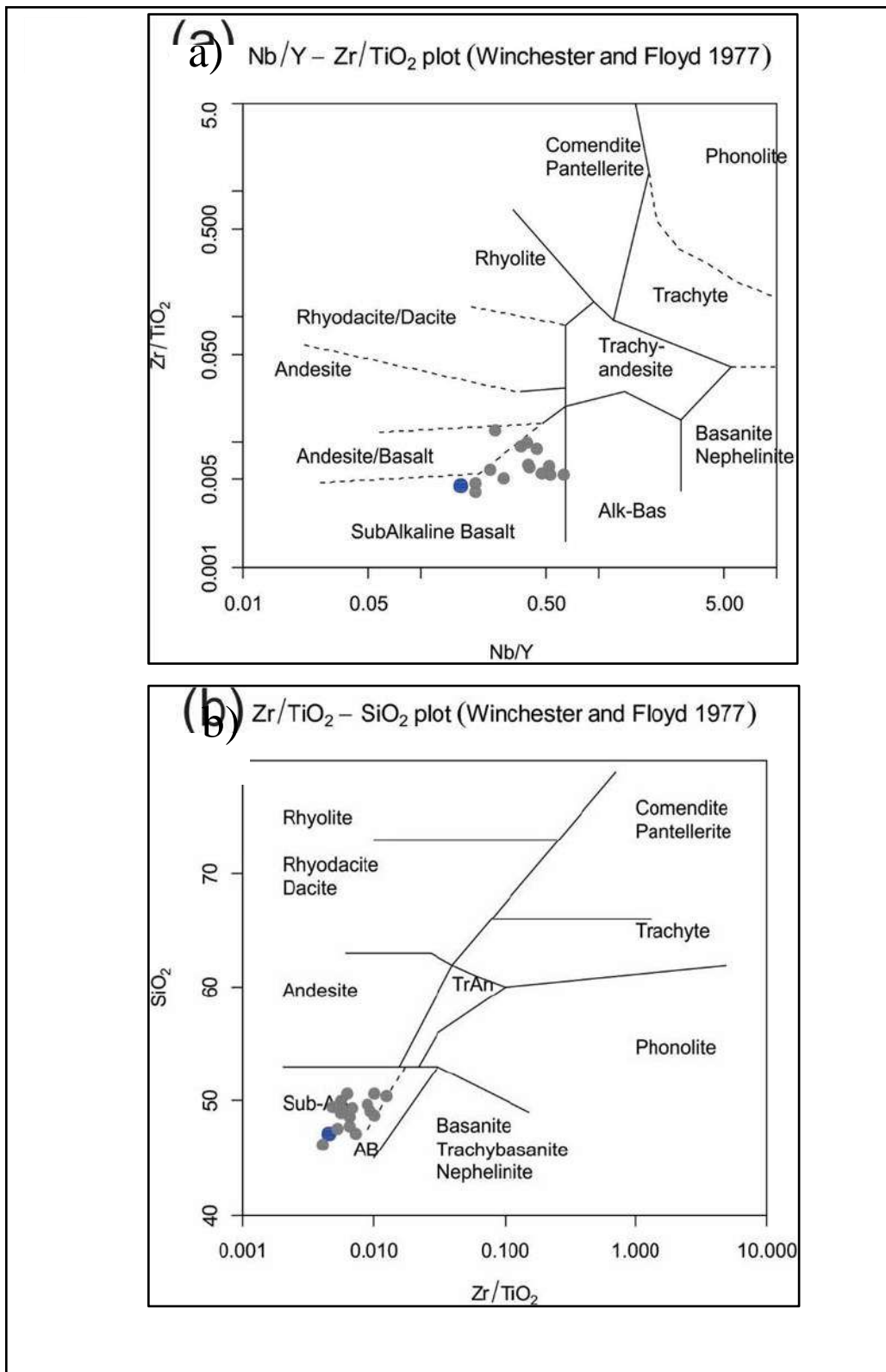
Figura 24 – Diagrama sílica x total de álcalis de Irvine e Baragar (1971) com os ortogranulitos básicos



Legenda: ● Ortogranulito básico desta dissertação (amostra MAJF 32); ● ortogranulitos básicos pertencentes a série toleítica (outros trabalhos); ▲ Ortogranulitos básicos pertencentes a série alcalina (outros trabalhos).

Fonte: Irvine e Baragar (1971), adaptado pelo autor, 2018

Figura 25 – Diagrama classificatório de Winchester & Floyd (1977)



Legenda: a) Diagrama Nb/Y x Zr/TiO₂ de Winchester e Floyd (1977) e b) Diagrama Zr/TiO₂ x SiO₂ de Winchester e Floyd (1977); ● ortogranulito básico desta dissertação (amostra MAJF 32); ● ortogranulitos básicos pertencentes a série toleítica (outros trabalhos); ▲ ortogranulitos básicos pertencentes a série alcalina (outros trabalhos).

Fonte: Winchester & Floyd (1977), adaptado pelo autor, 2018

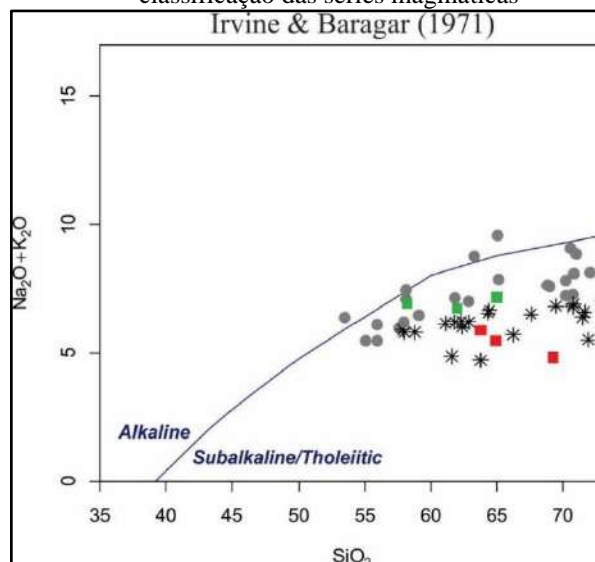
A partir do diagrama de Winchester & Floyd (1977) (Figura 25) que utiliza como parâmetros classificatórios os teores de Nb/Y e de Zr/ TiO₂ versus os teores de SiO₂, podemos observar que todos os ortogranulitos básicos pertencentes a série toleítica, incluindo a amostra MAJF 32, são classificados geoquimicamente como basaltos subalcalinos.

4.4 Comparação com os dados já publicados para os ortogranulitos intermediários

4.4.1 Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina

As seis amostras relativas aos ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina estudadas nesta dissertação serão integradas com 17 amostras de ortogranulitos intermediários e ácidos do trabalho de Heilbron *et al* (1998), 27 amostras de ortogranulitos intermediários a ácidos do trabalho de Duarte *et al.* (1997) e 11 amostras de ortogranulitos intermediários a ácidos do trabalho de André (2009).

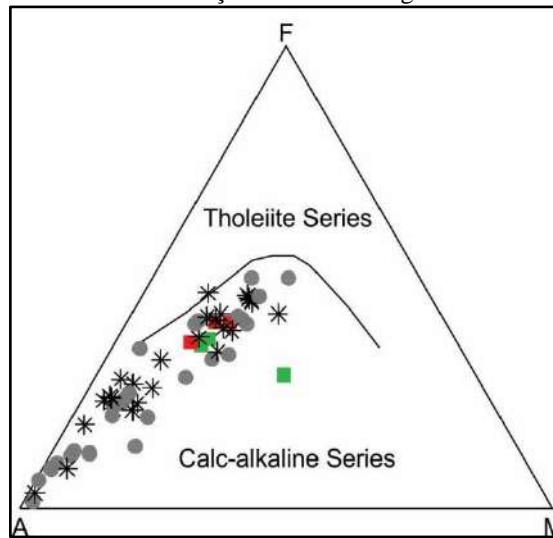
Figura 26 – Diagrama de Irvine & Baragar (1971) de classificação das séries magmáticas



Legenda: ● ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (outros trabalhos). * ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (outros trabalhos); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (este trabalho); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (este trabalho).

Fonte: Irvine & Baragar , 1977, adaptado pelo autor, 2018

Figura 27 – Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de classificação das séries magmáticas

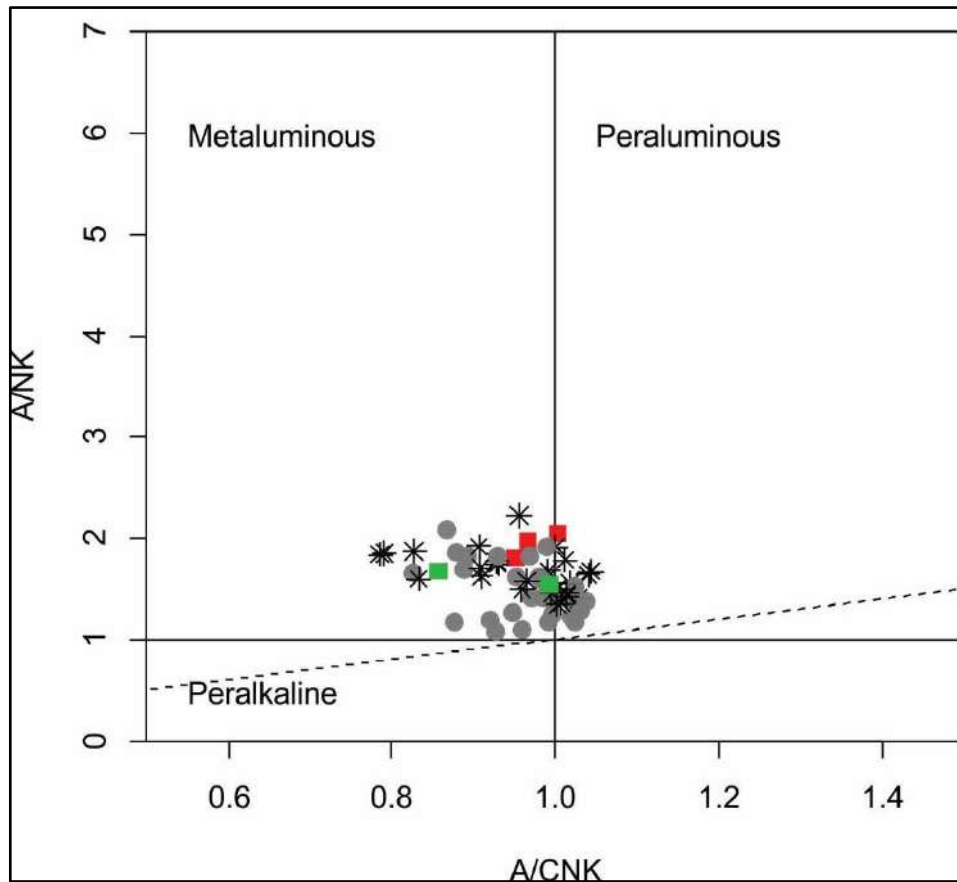


Legenda: ● ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (outros trabalhos). * ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (outros trabalhos); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (este trabalho); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (este trabalho).

Fonte: Irvine & Baragar , 1977, adaptado pelo autor, 2018

Os ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora nas regiões estudadas nos trabalhos supracitados pertencem ao campo da série subalcalina segundo o diagrama de Irvine e Baragar (1971) (Figura 26), mais especificamente, elas apresentam um trend evolutivo pertencente a série cálcio alcalina segundo o diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) (Figura 27). Os ortogranulitos charno-enderbíticos e enderbíticos pertencentes a série cálcio alcalina estudados nesta dissertação são metaluminosos a fracamente peraluminosos. Quando comparamos com os ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de trabalhos anteriores podemos observar que há uma predominância de um caráter metaluminosos para essas rochas (Figura 28).

Figura 28– Diagrama A/CNK x A/NK de Shand 1943 - índice de saturação em alumina

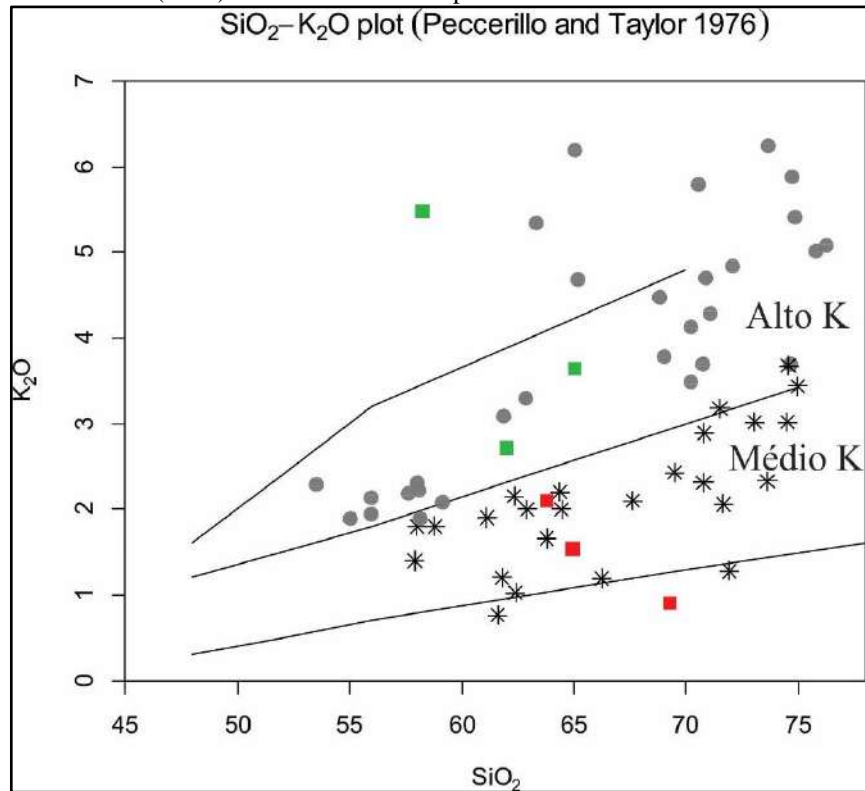


Legenda: ● ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (outros trabalhos); * ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (outros trabalhos); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (este trabalho); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (este trabalho).

Fonte: Shand (1943), adaptado pelo autor, 2018

No diagrama de classificação de Peccerillo & Taylor (1976) (Figura 29), os ortogranulitos intermediários a ácidos plotam nos campos das séries cálcio alcalina de alto k e cálcio alcalina de médio K, como já descritos na literatura (HEILBRON et al, 2003), é possível constatar que as variedades intermediárias e ácidas dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora fazem parte de uma dessas séries. Associando os dados petrográficos com os dados litogeoquímicos podemos perceber que os ortogranulitos charno-enderbiticos podem pertencer tanto a série cálcio alcalina de médio K quanto a série cálcio alcalina de alto K. Todavia, as amostras classificadas como ortogranulitos enderbíticos pertencem estritamente a série cálcio alcalina de alto K

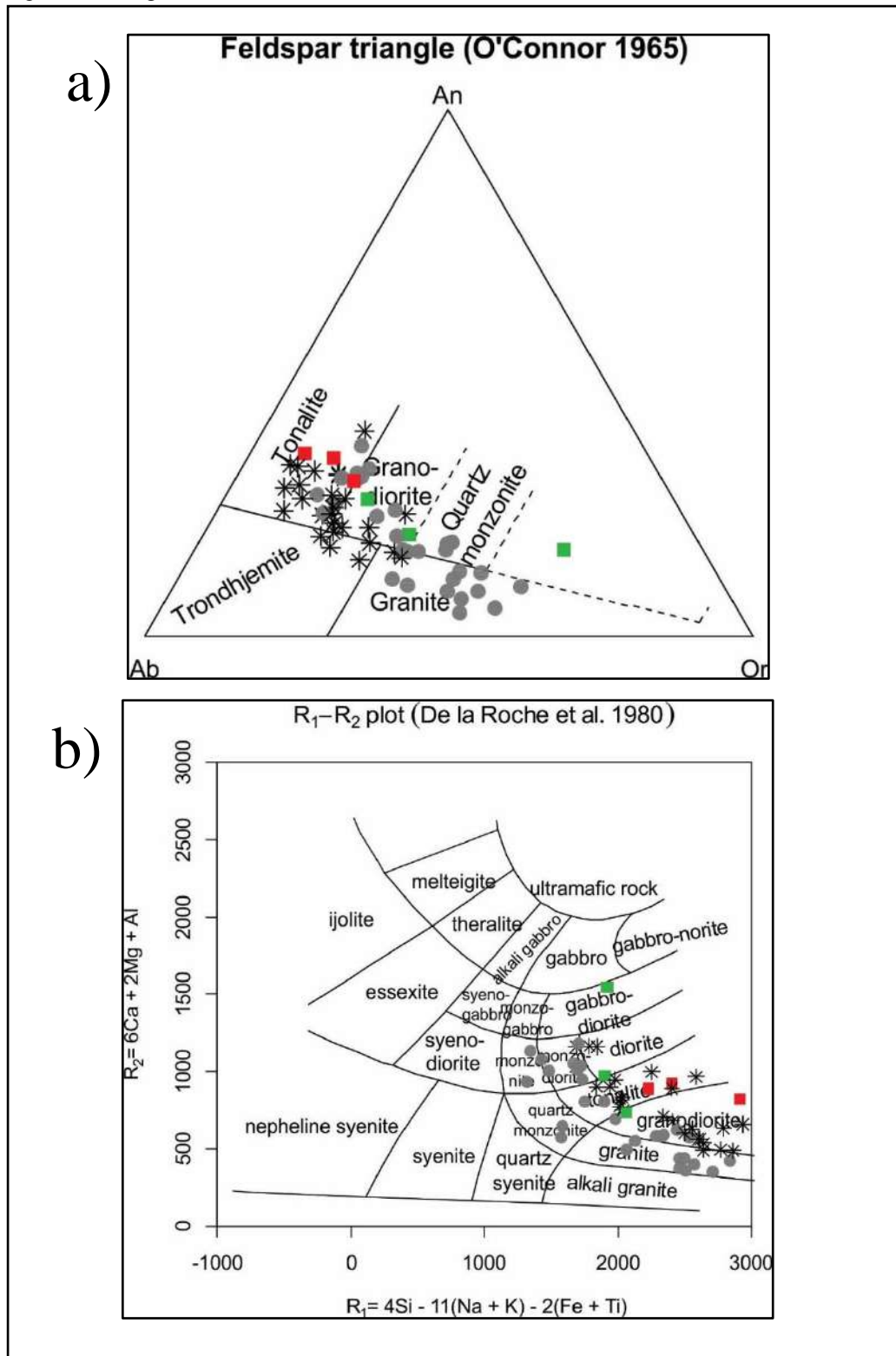
Figura 29 – Classificação da série cálcio alcalina por Peccerillo & Taylor (1976) com base no teor de potássio



Legenda: ● ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (outros trabalhos); * ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (outros trabalhos); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (este trabalho); ◆ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (este trabalho).

Fonte: Peccerillo & Taylor (1976), adaptado pelo autor, 2018

Figura 30– Diagramas classificatórios de O'Connor (1965) e De la Roche (1980)



Legenda: ● ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (outros trabalhos); * ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (outros trabalhos); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (este trabalho); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (este trabalho).

Fonte: a) O'Connor (1965) e b) De la Roche et al. (1980), adaptado pelo autor, 2018.

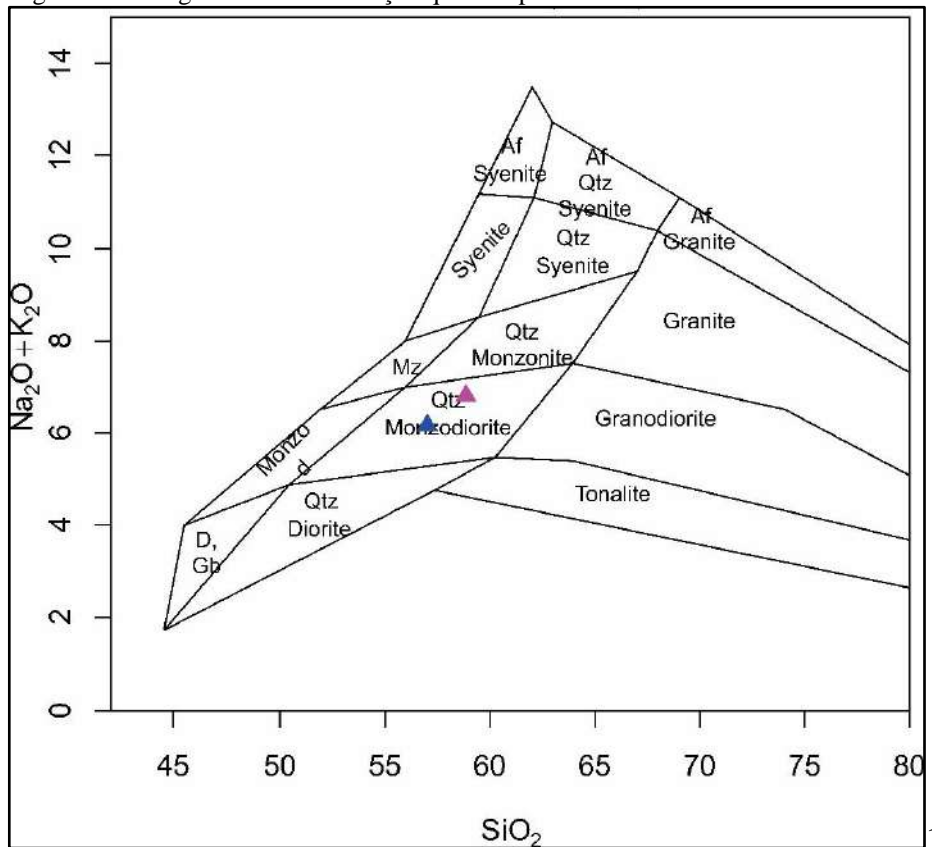
O diagrama normativo An-Or-Ab de O'Connor (1965) (figura 30 a) mostra que os ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto K exibem uma composição expandida granítica\granodiorítica\tonalítica enquanto a série cálcio alcalina de médio K exhibe uma tendência de concentração no campo dos granodioritos e tonalitos.

No diagrama de $R_1 \times R_2$ de La Roche et al. (1980) (Figura 30 b) apesar de haver uma dispersão maior das amostras em relação ao diagrama An-Or-Ab de O'Connor (1965), existe uma concentração evidente dos ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de médio K nos campos de granodioritos e tonalitos.

4.4.2 Ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica

A amostra MAJF 17 se comporta de maneira anômala em relação aos ortogranulitos intermediários já estudados no Complexo Juiz de Fora. Enquanto as rochas ortoderivadas charno-enderbíticas e enderbíticas são predominantemente pertencentes as séries cálcio alcalina de médio e alto K, a amostra MAJF 17, embora seja um ortogranulito enderbítico, pertence a série toleítica (Figura 20). Nenhuma das amostras apresentadas nos trabalhos anteriores citados possuem qualquer tipo de relação com a amostra MAJF 17, contudo, foi realizada uma correlação com uma amostra publicado no trabalho de Heilbron et al.2003 que diz respeito a um ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica estudado na região de Itaperuna, Noroeste Fluminense.

Figura 31 – Diagrama de classificação química para a série cálcio alcalina – Middlemost (1985)



Legenda: ▲ Ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica (MAJF 17); ▲ Ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica publicado por Heilbron et al, (1998) para a região de Itaperuna.

Fonte: Middlemost (1985), adaptado pelo autor, 2018

De acordo com o diagrama de classificação química Middlemost (1985) podemos observar que os dois ortogranulitos enderbíticos pertencentes a série toleítica são classificados como quartzo monzodioritos.

4.5 Classificação dos ambientes tectônicos segundo parâmetros químicos

4.5.1 Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina

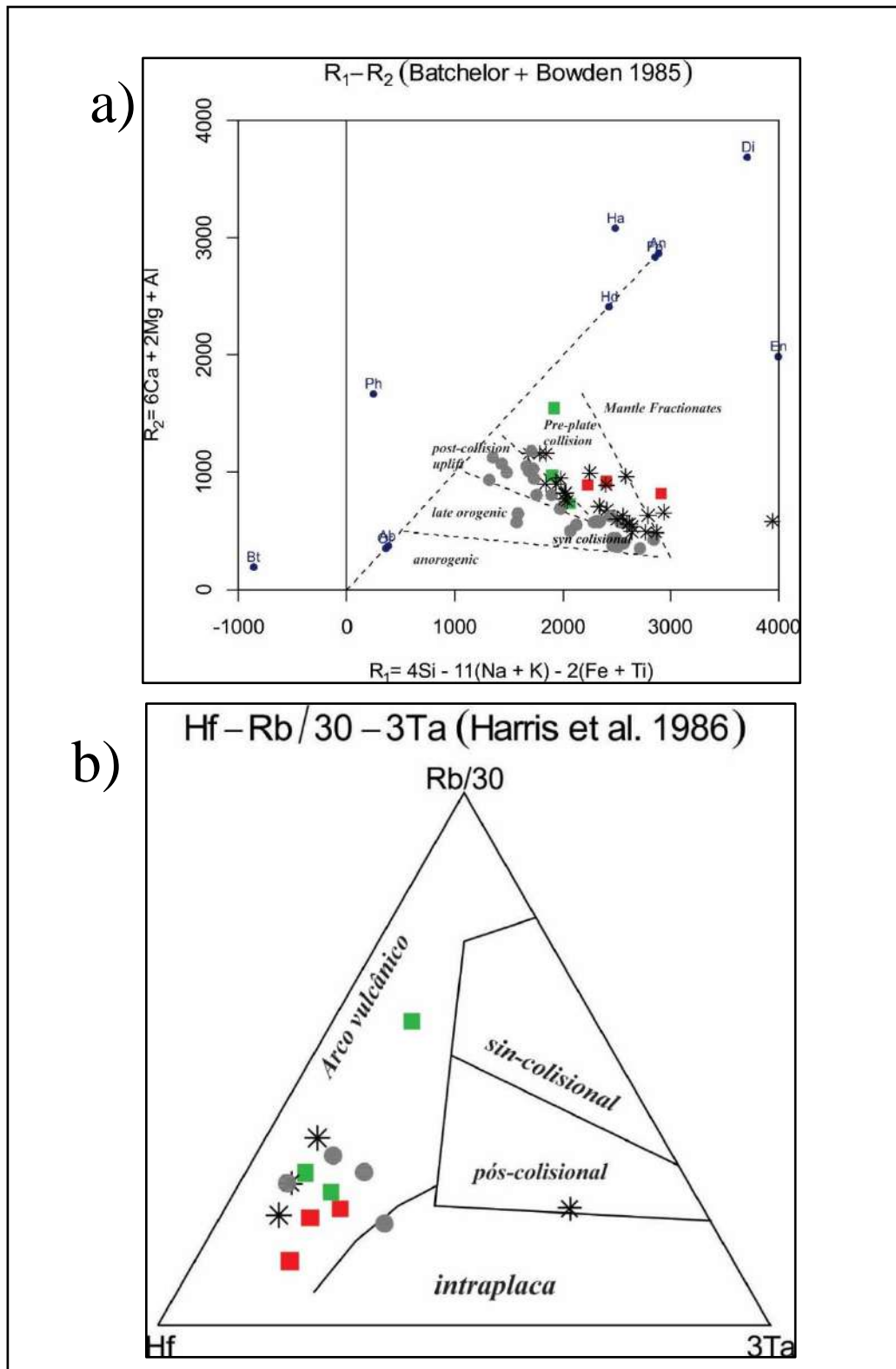
Para a discriminação dos ambientes tectônicos a partir da utilização de parâmetros litogeoquímicos foram utilizados os diagramas de Pearce et al. (1984) e Batchelor & Bowden (1985).

O diagrama de Batchelor & Bowden (1985), comumente utilizado para granitoides, torna possível a observação de uma tendência evolutiva para as rochas estudadas, a partir da sua gênese, se considerarmos um ciclo orogênico que começa no campo chamado “fracionamento mantélico”, passa pelo campo denominado “estágio pré colisional” e termina no campo “pós colisional”. Observando as rochas intermediárias plotadas neste diagrama podemos constatar que houve um padrão evolutivo em relação as séries químicas definidas para as rochas intermediárias pertencentes a série cálcio alcalina. As rochas cálcio-alcálicas de médio K caem no campo do estágio pré colisional enquanto as rochas cálcio-alcálicas de alto K caem no campo pós colisional (Figura 32).

Os diagramas de Pearce et al. (1983) utilizam como parâmetros alguns elementos traços para definir os ambientes tectônicos das rochas estudadas. Este diagrama é utilizado para a distinção de granitoides associados a arcos de ilhas, áreas de colisão continental, cadeias meso-oceânicas e domínios intraplaca. Podemos verificar a partir desses diagramas que todas as rochas intermediárias estudadas caem no campo VAG (*volcanic arcs granitoids*) que representa o campo dos granitoides formados em arcos vulcânicos.

Harris et al. (1986) utiliza como parâmetros químicos alguns elementos leves (Hf, Rb e Ta) para estabelecer limites em diagrama do tipo triangular e definir campos de ambientes tectônicos. Neste diagrama, as rochas intermediárias pertencentes a série cálcio alcalina plotam predominantemente no ambiente de arco vulcânico.

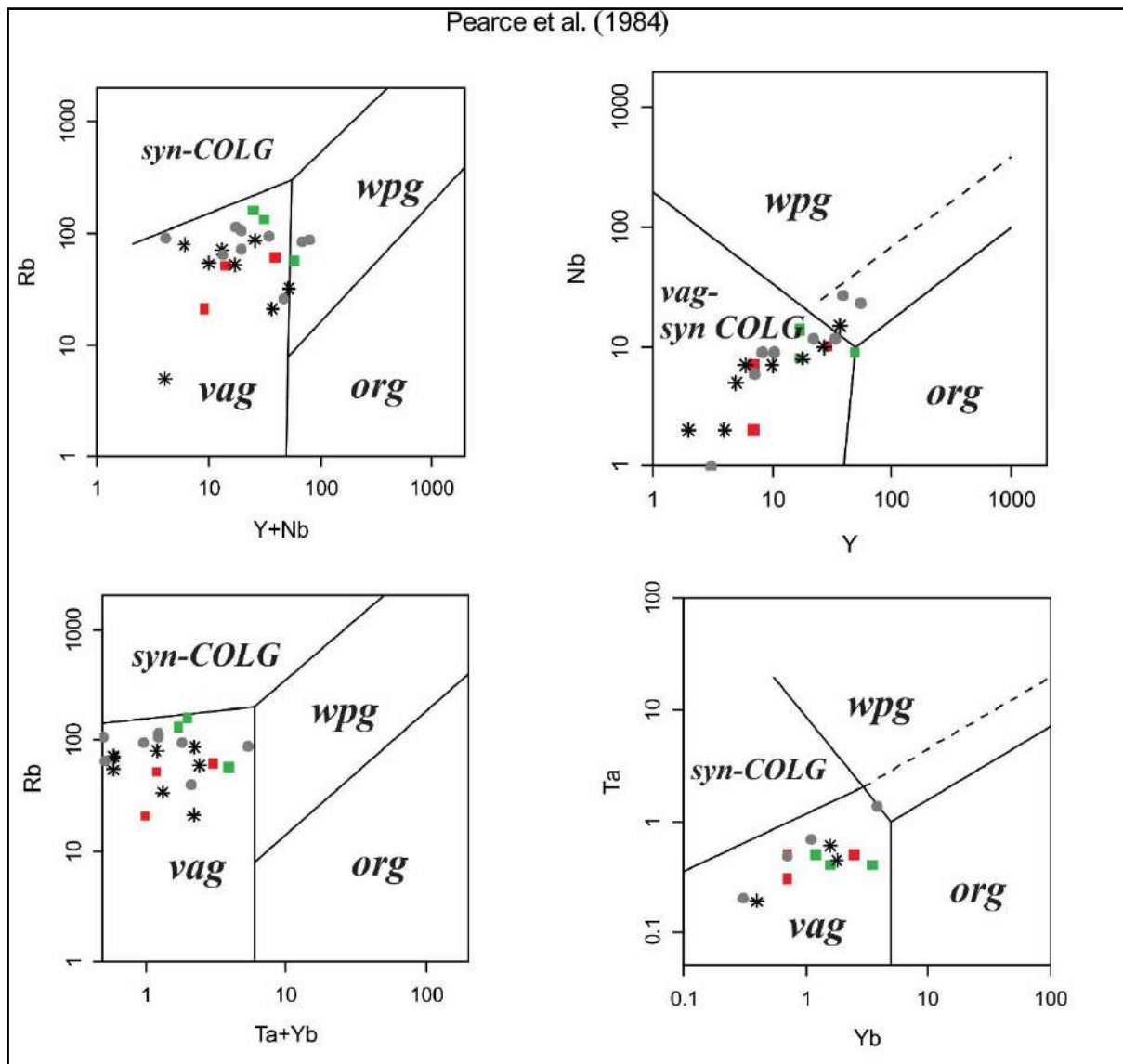
Figura 32 – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos



Legenda: ● ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (outros trabalhos); * ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (outros trabalhos); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (este trabalho); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (este trabalho).

Fonte: a) Batchelor and Bowden (1985) e b) Harris et al. (1986), adaptado pelo autor, 2018

Figura 33 – Diagrama de classificação tectônica para granitoide de Pearce et al. (1984)



Legenda; ● ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (outros trabalhos); * ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (outros trabalhos); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio k (este trabalho); ■ Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto k (este trabalho).

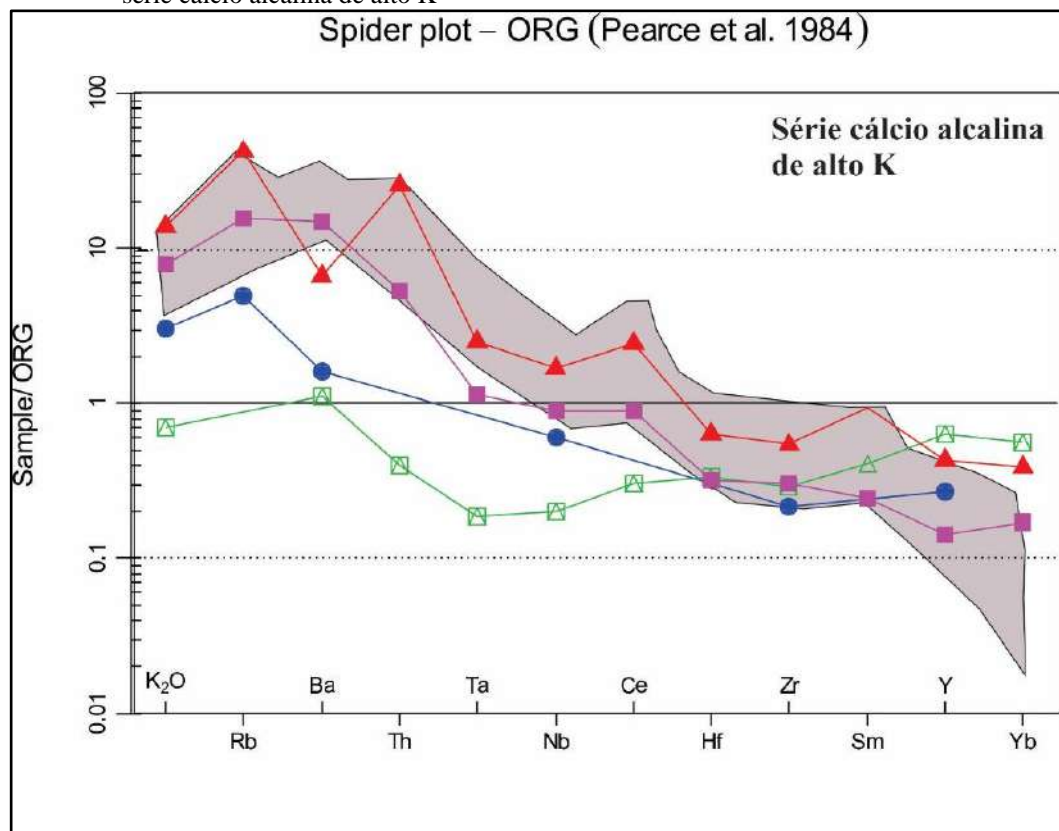
Fonte: Pearce et al. (1984), adaptado pelo autor, 2018

A partir dos três diagramas supracitados podemos constatar que as rochas intermediárias pertencentes a série cálcio alcalina representam rochas formadas em ambientes de arco vulcânico geradas em diferentes estágios de evolução orogênica. As rochas da série de médio K (quadrados vermelhos) estão relacionadas a um estágio pré orogênico enquanto as rochas pertencentes a série de alto k (quadrados verdes) estão relacionados a um estágio sin a pós orogênico (Figura 32 a).

De acordo com Figueiredo (1985) é possível, a partir das amostras estudadas, reconhecer certos padrões relativos às suas assinaturas químicas e compará-las com amostras já conhecidas

de ambientes modernos específicos. Neste sentido, comparou-se as amostras pertencentes ao Complexo Juiz de Fora nas regiões já estudadas com espécies já publicadas em ambientes tectônicos modernos, são eles: Chile, Jamaica, Little Port (Canadá) e Oman (Pearce et al. 1984). A comparação entre as assinaturas químicas foi realizada com base com base nos elementos incompatíveis normalizados para o granito de crosta oceânica (ORG) de Pearce *et al.* (1984). É possível observar que tanto para a série cálcio alcalina de alto K (Figura 34) quanto para a série cálcio alcalina de médio K (Figura 35) há uma semelhança de assinatura química em relação as rochas da Jamaica.

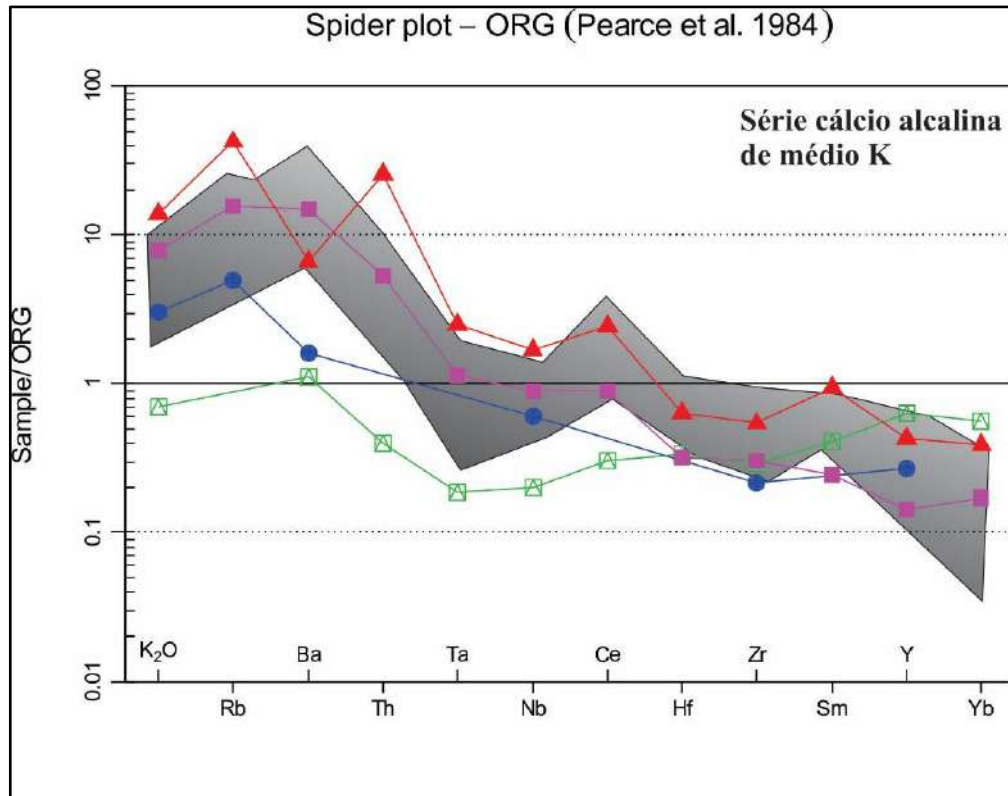
Figura 34 – Diagrama de variação multi elemental normalizado por ORG (Ocean Ridge Granite) para a série cálcio alcalina de alto K



Legenda: Comparação entre o padrão de elementos traços normalizados para granito de crosta oceânica de Pearce et al. 1984, apresentado para os ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de alto K (envoltória cinza) e arcos modernos (▲ Chile; ■ Jamaica; ● Little Port; ◻ Oman).

Fonte: Pearce et al. (1984), adaptado pelo autor, 2018

Figura 35 – Diagrama de variação multi elementar normalizado por ORG (Ocean Ridge Granite) para a série cálcio alcalina de médio K



Legenda: Comparação entre o padrão de elementos traços normalizados para granito de crosta oceânica de Pearce et al. 1984, apresentado para os ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina de médio K (envoltória cinza) e arcos modernos. (▲ Chile; ■ Jamaica; ● Little Port; ◻ Oman).

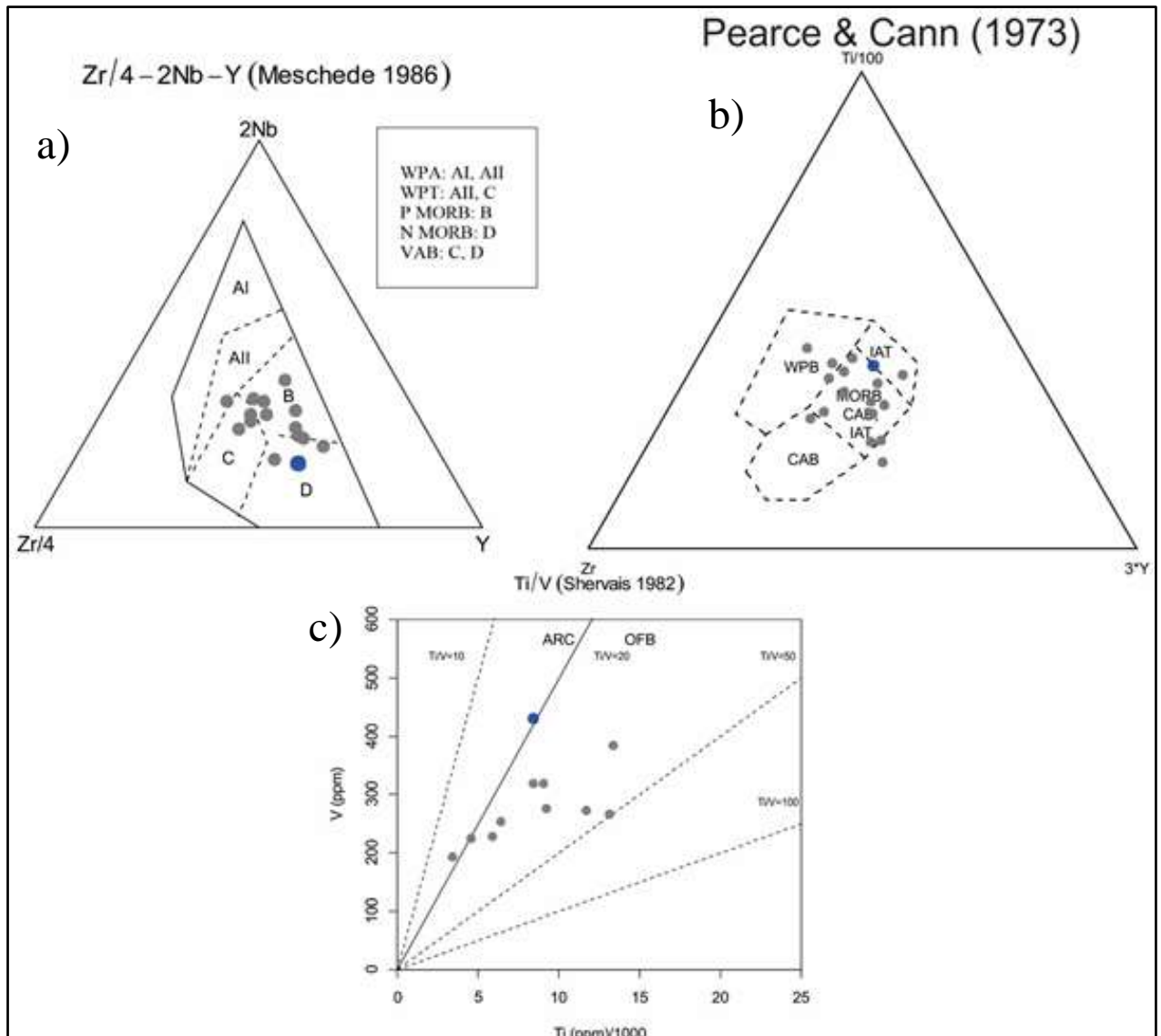
Fonte: Pearce et al. (1984), adaptado pelo autor, 2018

4.5.2 Ortogranulitos pertencentes a série toleítica

4.5.2.1 Ortogranulitos básicos

O único ortogranulito básico da presente pesquisa, representado pela amostra MAJF 32, possui assinatura química diagnóstica para ambiente tectônico de fundo oceânico segundo os diagramas de Meschede (1986) e Pearce & Cann (1973) (Figura 36 a e b, respectivamente). Todavia, quando utilizado o diagrama de Shervais (1982), a amostra plota na transição entre rochas de arco magmático (ARC) e basaltos de fundo oceânico (OFB) (Figura 36 c).

Figura 36 – Diagramas de classificação tectônica para o ortogranulito básico



Legenda: ● Ortogranulito básico desta dissertação (amostra MAJF 32); ● ortogranulitos básicos pertencentes a série toleítica (outros trabalhos); ▲ Ortogranulitos básicos pertencentes a série alcalina (outros trabalhos).

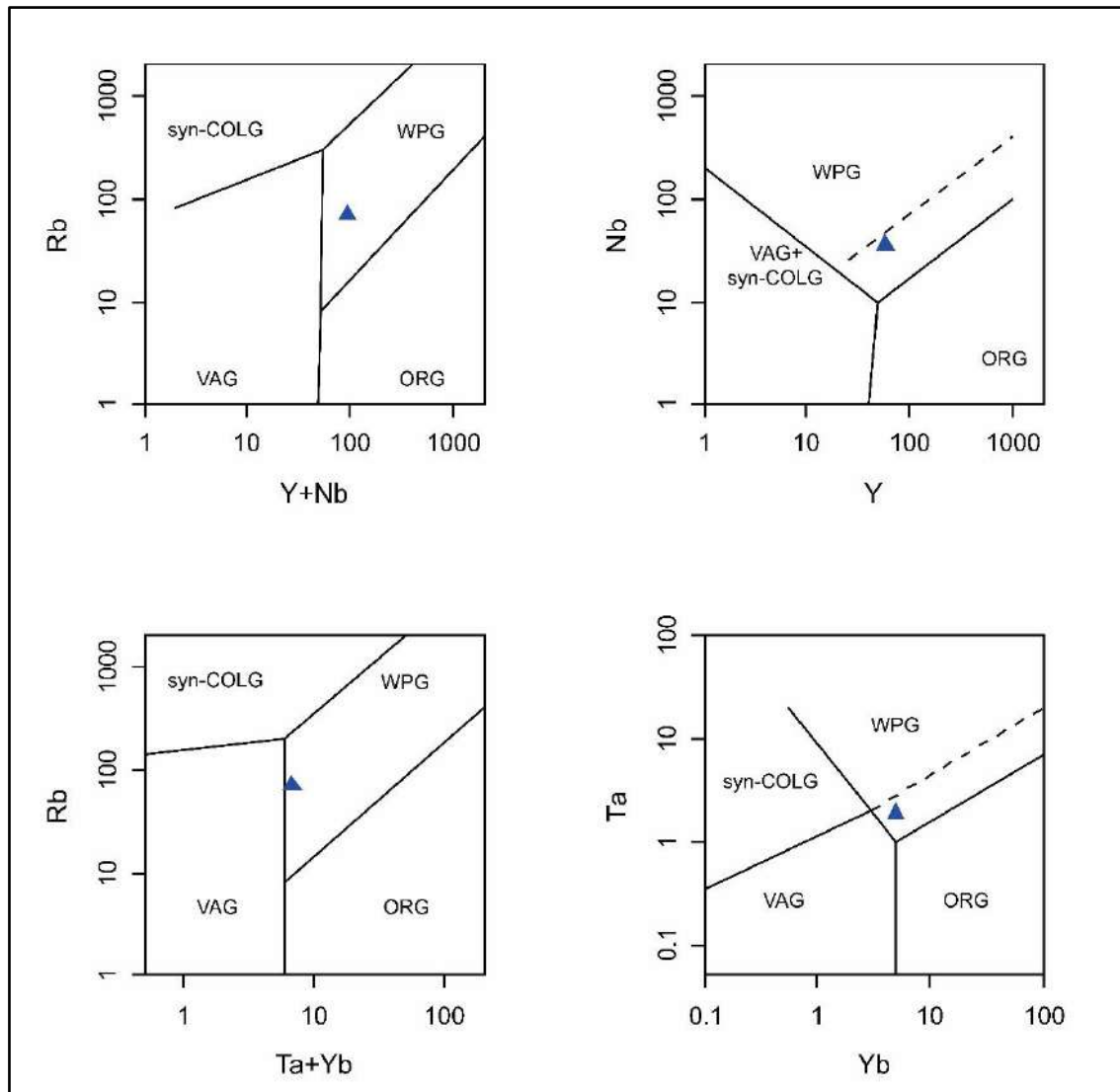
a) Diagrama de Meschede 1986. b) diagrama de Pearce & Cann (1973) e c) Diagrama de Shervais (1982)

Fonte: Meschede (1986), Pearce & Cann (1973) e Shervais (1982), adaptado pelo autor, 2018

4.4.1.2 Ortogranulito intermediário

Como dito anteriormente, o ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica, representado pela amostra MAJF 17 é uma amostra que possui comportamento químico anômalo em relação as demais rochas enderbíticas do Complexo Juiz de Fora, nesse sentido, sua classificação tectônica será plotada isoladamente nos diagramas de Pearce et al. (1984) (Figura 37) e Pearce (1982) (Figura 38).

Figura 37 – Diagrama de classificação tectônica para granitoide de Pearce et al. (1984)

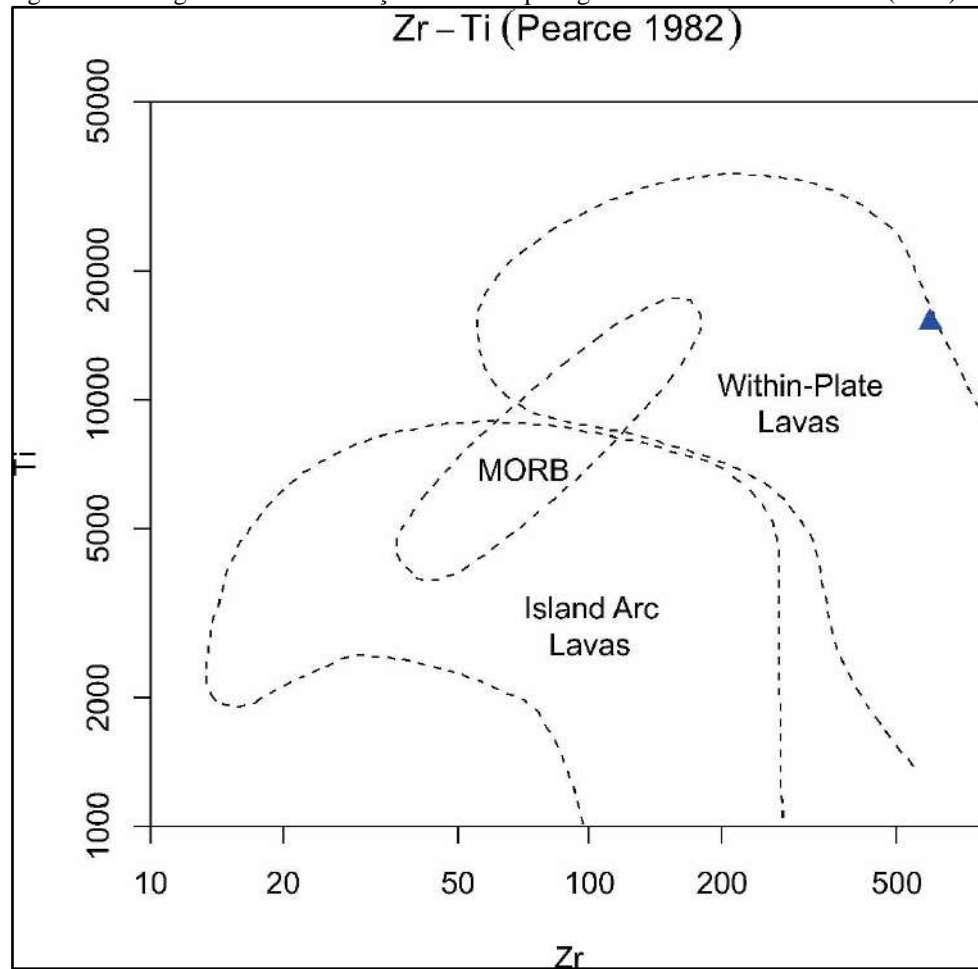


Legenda; ▲ ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica (amostra MAJF 17)

Fonte: Pearce et al. (1984), adaptado pelo autor, 2018

Observando o diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984) (Figura 36) podemos constatar que a amostra MAJF 17 plota no campo dos granitoides intraplaca. O mesmo ocorre em relação ao diagrama de Pearce (1982) (Figura 37), que utiliza como parâmetros classificatórios os teores de Ti e Zr para diagnosticar o ambiente tectônico de geração da rocha.

Figura 38 – Diagrama de classificação tectônica para granitoide de Pearce et al. (1982)



Legenda; ▲ ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica (amostra MAJF 17)

4.6 Classificação geoquímica com base nos elementos Terras Raras (ETRs)

Dadas as classificações previamente apresentadas é possível ainda caracterizar os grupos estudados frente ao comportamento dos elementos terras raras, a fim de que possamos estruturar grupos geoquímicos, possivelmente cogenéticos entre as amostras dos ortogranulito do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa. Os teores dos elementos terras raras foram normalizados para o condrito de Boyton (1984) e a partir dessa normalização calculou-se a razão $[La/Yb]_n$.

Cullers et al. (1974) e Muecke et al. (1979) afirmam que há pouca modificação dos padrões dos elementos terras raras em unidades que sofreram metamorfismo, sendo assim, é possível utiliza-los para obter informações acerca dos protólitos.

Dentre os critérios utilizados para a classificação das séries magmáticas em subgrupos temos a anomalia de európio e a razão $[La/Yb]_n$, que idealmente não oscila o seu valor em mais de 1,5 vezes para amostras de uma mesma suíte cogenética. Possíveis distinções foram realizadas para as rochas pertencentes as séries cálcio alcalina de médio K e cálcio alcalina de alto K, assim como as comparações com os subgrupos separados anteriormente nos trabalhos citados no início deste capítulo.

Tabela 7 - Relação das amostras de cada série magmática com seus respectivos teores de SiO₂, MgO e valores normalizados da razão $[La/Yb]_n$ recalculado para o condrito de Boynton (1984) e razão Eu/Eu*

	SiO ₂ (%)	MgO (%)	$[La/Yb]_n$	Eu/Eu*
Série Toleítica				
MAJF 32	47,22	7.03	2,95	0,94
MAJF 17	57,04	2.16	11,07	0,50
Série Cálcio alcalina de médio K				
MAJF 14	63,78	2.82	14,18	0,72
MAJF 25	64,93	2.07	21,74	1,52
MAJF 26	69,26	1.35	20,97	1,60
Série Cálcio alcalina de alto K				
MAJF 33	58,23	6.7	7,95	0,73
MAJF 28	62,01	2.46	11,40	0,37
MAJF 16	65,02	2.44	53,73	0,61

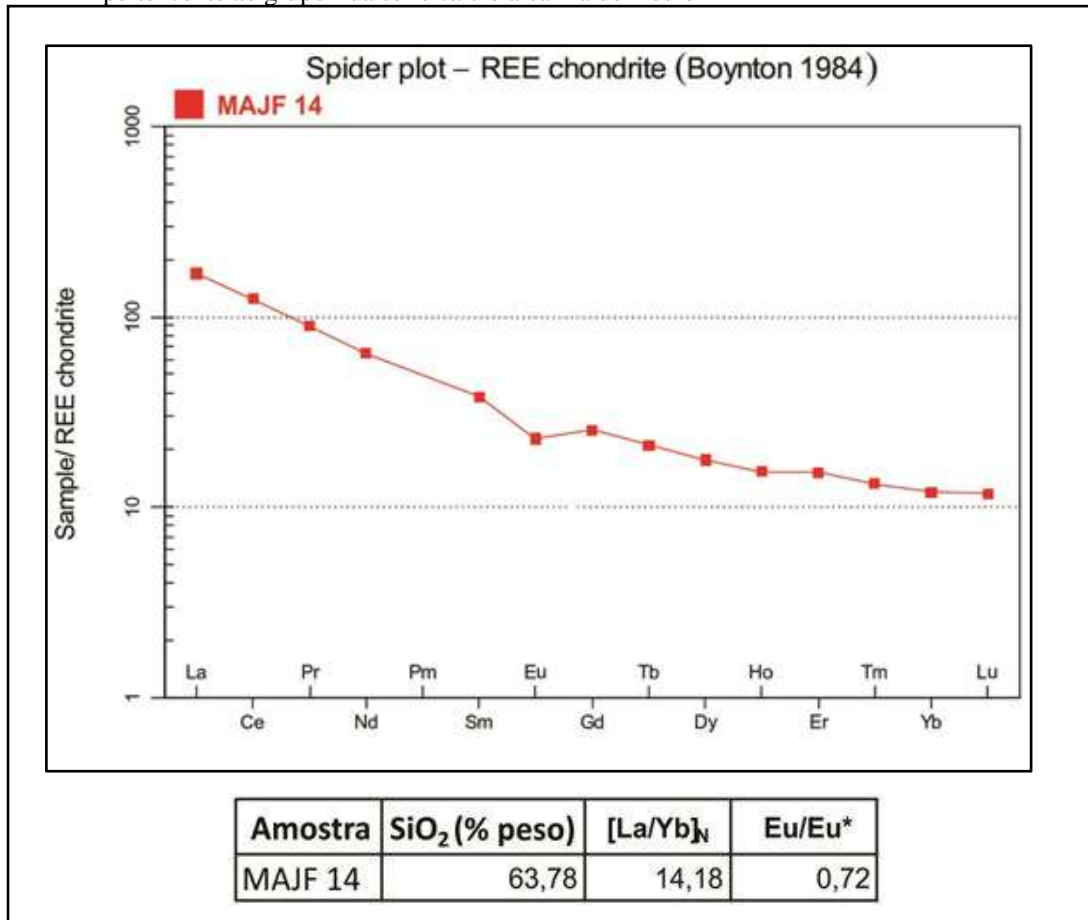
Fonte: O autor, 2018.

4.6.1 Série cálcio alcalina de médio K

Grupo I

Este grupo é representado pelo ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série de médio K (amostra MAJF 14) que apresenta anomalia negativa de európio ($Eu/Eu^* = 0,72$) além de fracionamento moderado para baixo da razão $[La/Yb]_n$. (14,18). A amostra é enriquecida em elementos terras raras leves (Figura 39).

Figura 39 – Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para a amostra MAJF 14 pertencente ao grupo I da série cálcio alcalina de médio K

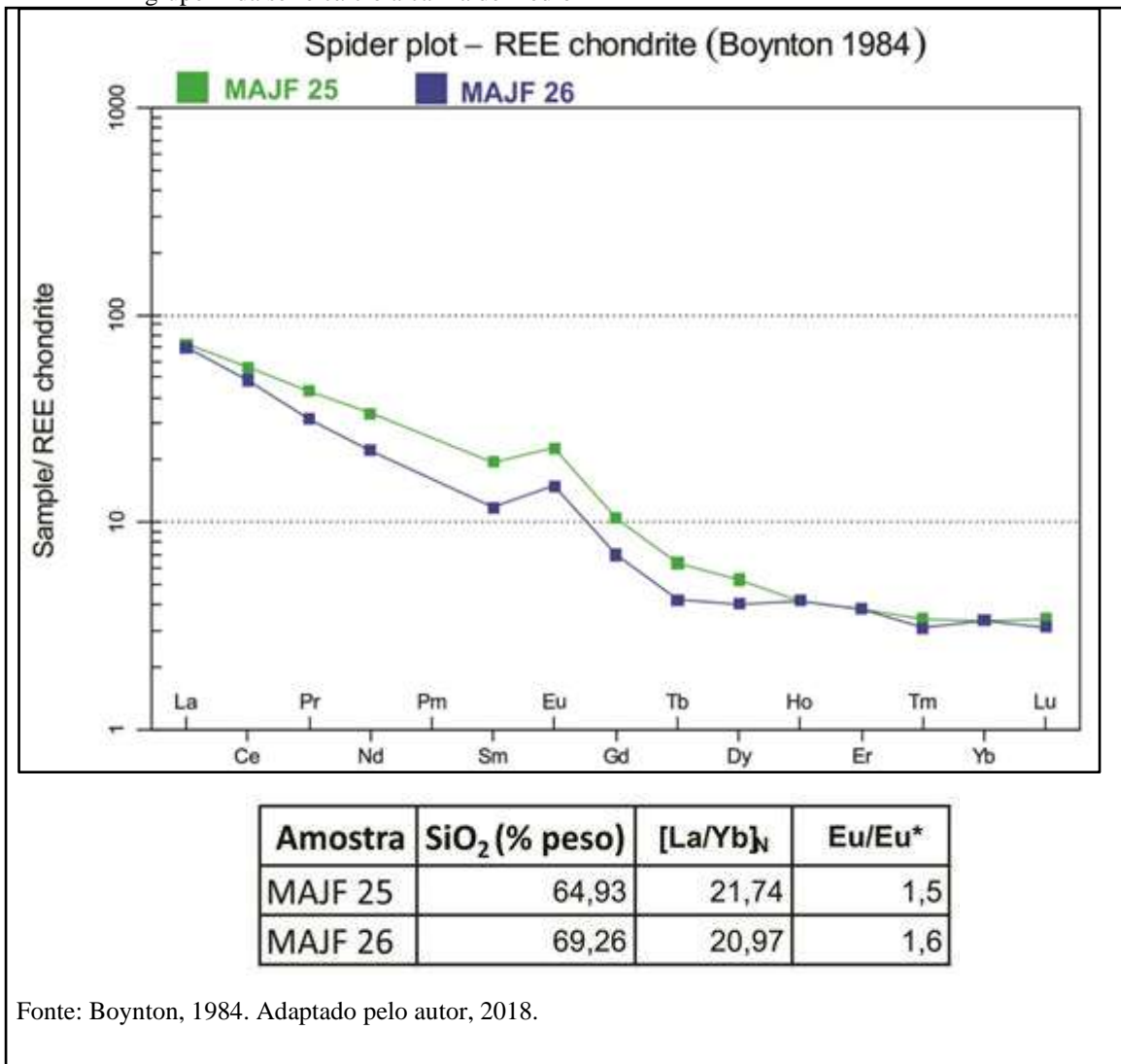


Fonte: Boynton, 1984. Adaptado pelo autor, 2018.

Grupo II

Este grupo é representado por duas rochas intermediárias que pertencem a série cálcio alcalina de médio K. A MAJF 25 é um ortogranulito charno-enderbítico enquanto a amostra MAJF 26 é um ortogranulito enderbítico. Ambas as rochas apresentam enriquecimento de terras raras leves e anomalias positivas de európio ($Eu/Eu^* = 1,5$ e $1,6$, respectivamente) além de fracionamento moderado da razão $[La/Yb]_N$, que é maior que 20 em ambas.

Figura 40 – Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para as amostras pertencentes ao grupo II da série cálcio alcalina de médio K

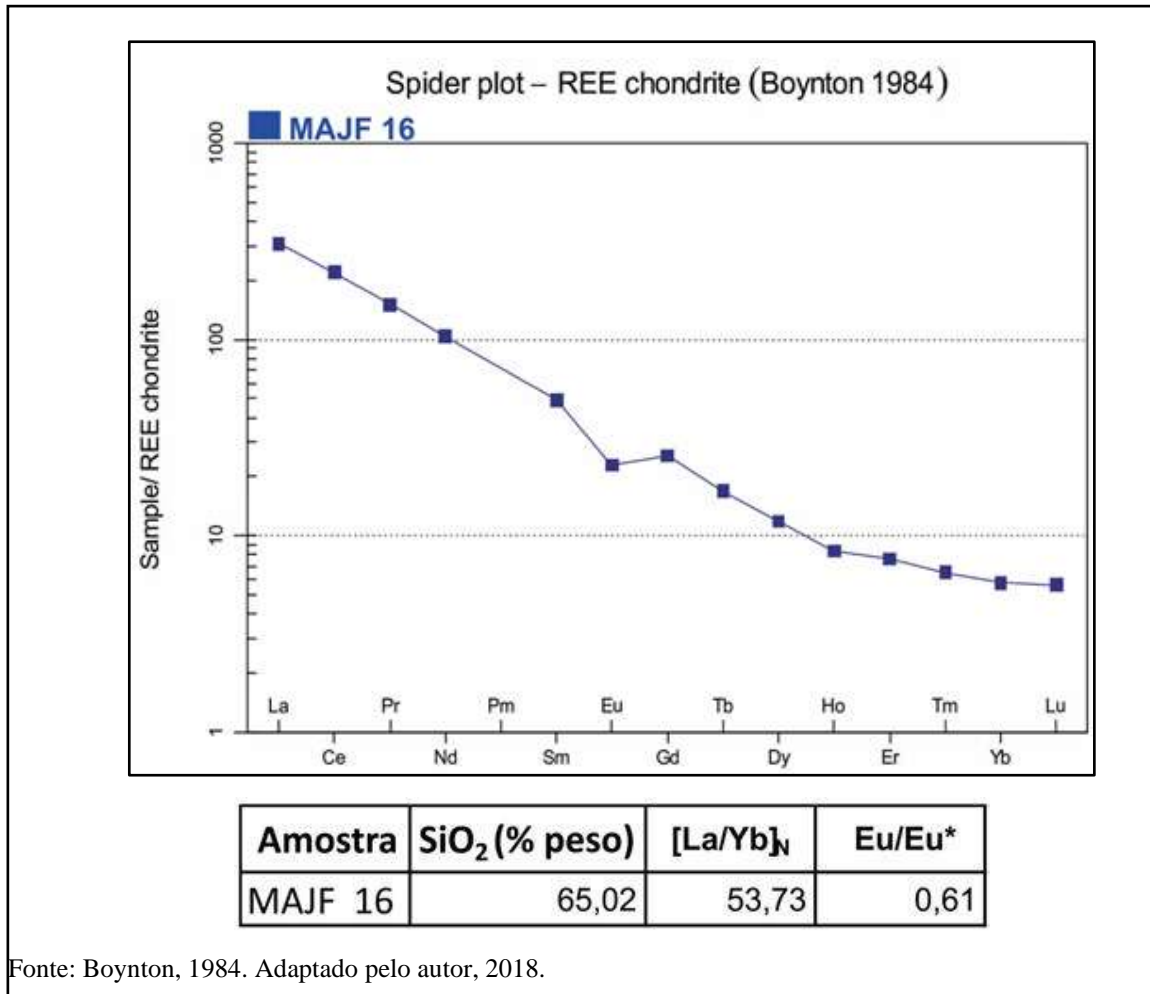


4.6.2 Série cálcio alcalina de alto K

Grupo I

Este grupo é representado pela amostra MAJF 16 que é um ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de alto k. A rocha apresenta um enriquecimento em elementos terras raras leves com razão $[La/Yb]_n$ igual a 53,73, ao contrário das rochas pertencentes ao grupo II. Dentre as rochas pertencentes a esta série, a amostra MAJF 16 é a que possui o maior teor de SiO₂ assim como o maior valor para a razão $[La/Yb]_n$.

Figura 41 - Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para a amostra pertencentes ao grupo I da série cálcio alcalina de alto K

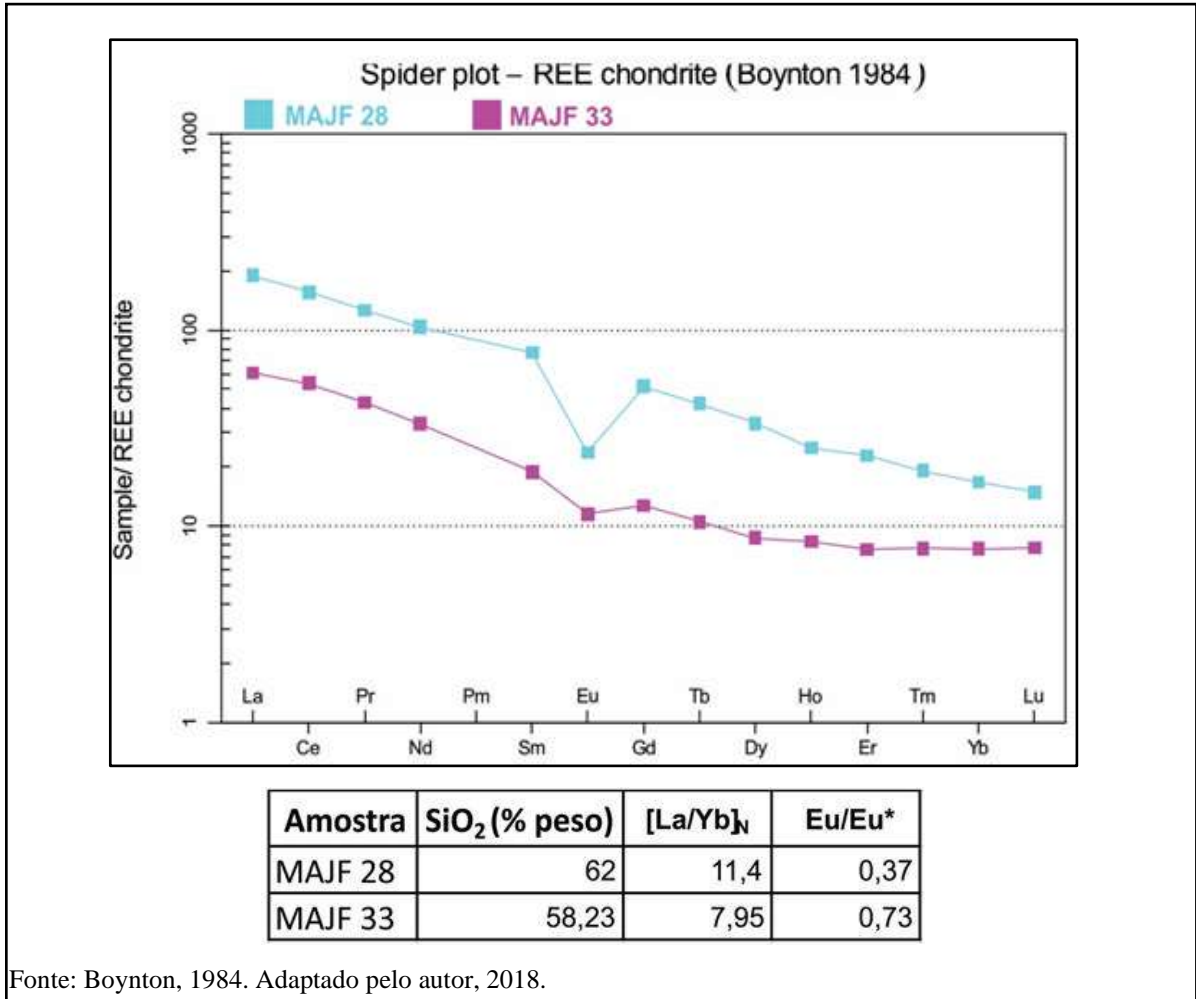


Fonte: Boynton, 1984. Adaptado pelo autor, 2018.

Grupo II

Este grupo é representado pelas amostras MAJF 28 e MAJF 33, ortogranulitos charno-enderbíticos. Podemos observar que a anomalia de európio para as rochas pertencentes a este grupo é negativa. O que caracteriza a distinção entre o grupo I e o grupo II é o enriquecimento dos elementos terras raras leves, que de acordo com a razão que $[La/Yb]_N$ varia entre 7,95 e 11,4 para as rochas do grupo II, estando no mínimo 5 vezes menores que a razão obtida para o grupo I.

Figura 42 Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para as amostras pertencentes ao grupo II da série cálcio alcalina de alto K



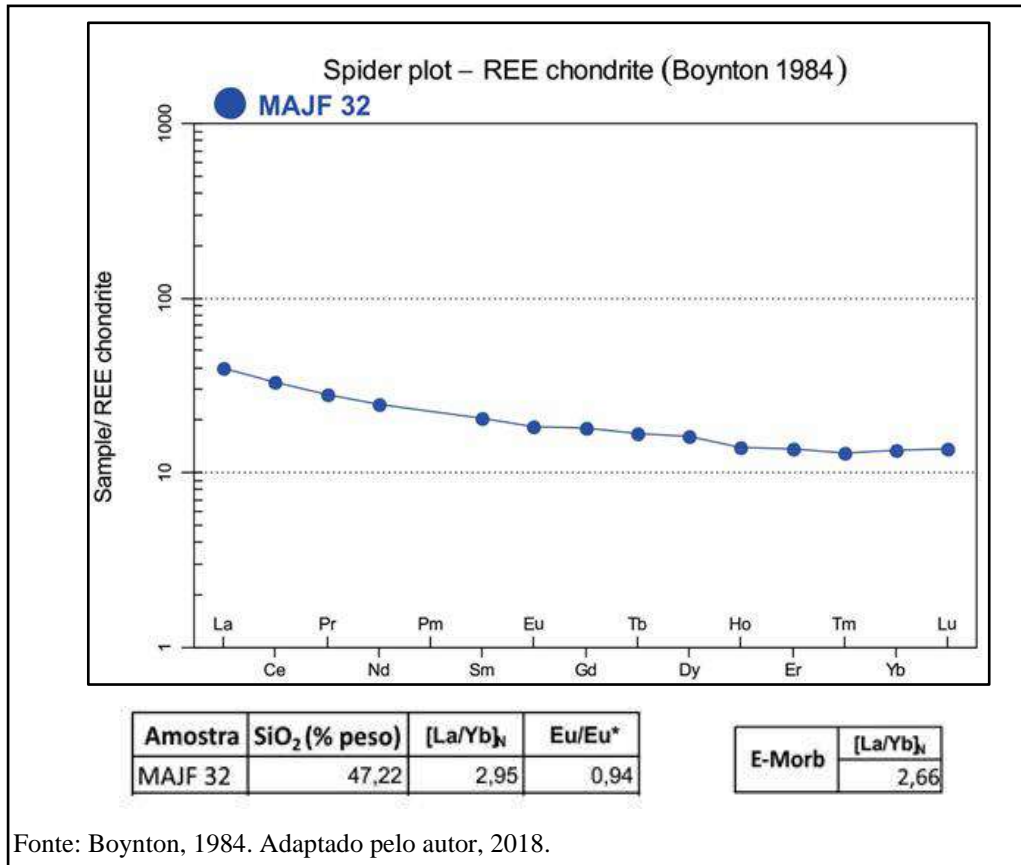
4.6.3 Série toleítica

Dentre as oito análises químicas realizadas, duas pertencem a série toleítica. A amostra MAJF 32 corresponde a um ortogranulito básico com assinatura de fundo oceânico enquanto a amostra MAJF 17 corresponde a um ortogranulito enderbítico com assinatura intraplaca. As duas rochas são diferentes tanto em relação a aspectos petrográficos quanto em relação as assinaturas geoquímicas, portanto foram separadas em grupos distintos de acordo com os diagramas de elementos terras raras.

Grupo I – Ortogranulito básico

O grupo I é caracterizado pela amostra MAJF 32. O ortogranulito básico apresenta padrão horizontal de elementos terras raras e a razão $[La/Yb]_n$ é próxima a razão $[La/Yb]_n$ encontrada para o E-MORB (HUMPHRIES et al., 1985) normalizado para o condrito de Boynton em 1984.

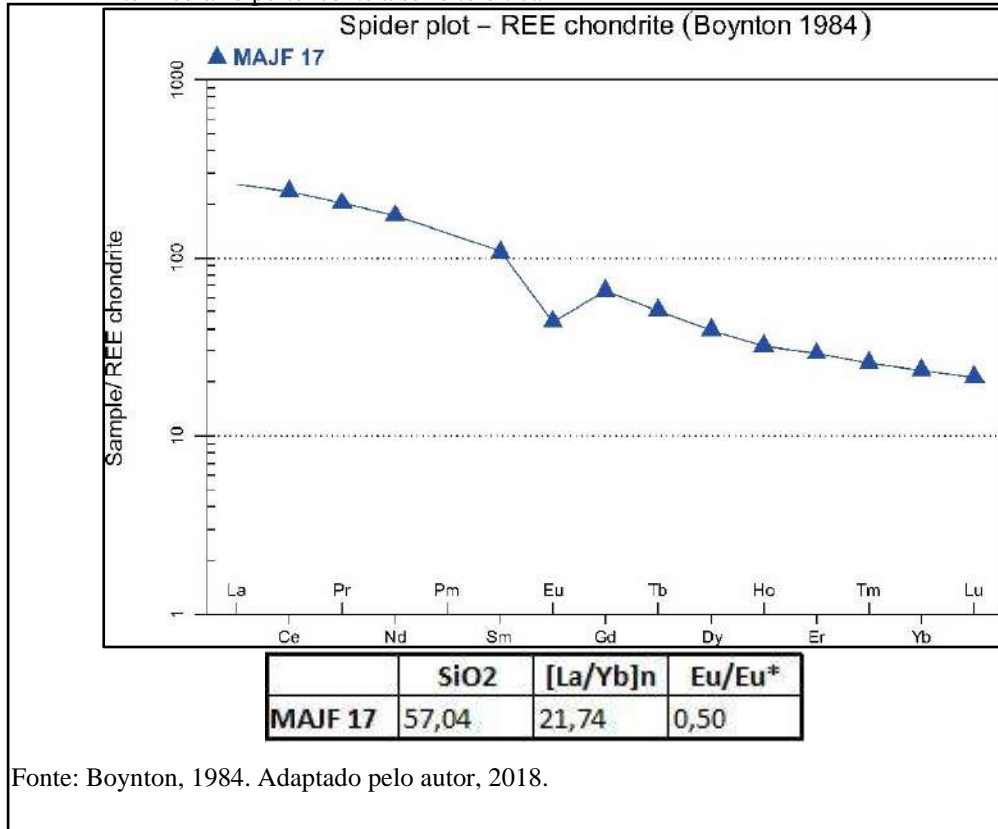
Figura 43 - Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para o ortogranulito básico pertencente a série toleítica



Grupo II – Ortogranulito intermediário

O grupo II é caracterizado pela amostra MAJF 17 (Figura 43). O ortogranulito intermediário apresenta fracionamento moderado de elementos terras raras leves com $[La/Yb]_n$ igual a 21,74. Podemos constatar que o padrão observado para este ortogranulito enderbítico é muito diferente da amostra MAJF 32 (ortogranulito básico) que também pertence a série toleítica.

Figura 44 - Aranhograma exibindo o padrão dos elementos terras raras para o ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica



Fonte: Boynton, 1984. Adaptado pelo autor, 2018.

Para cada série química estudada foi possível subdividir os ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa em 2 grupos distintos. A série toleítica é representada pelas amostras MAJF 32 e MAJF 17, cada uma pertencente a um grupo diferente. A série cálcio alcalina de médio K é representada por 3 amostras, sendo duas pertencentes ao grupo II e apenas uma pertencente ao grupo I. A série cálcio alcalina de alto K também é representada por 3 amostras, estando a amostra MAJF 16 englobada no grupo I e as amostras MAJF 33 e MAJF 28 no grupo II.

A tabela 08, apresentada a seguir, exibe de forma sintetizada os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora estudados nesta dissertação previamente classificados com base no padrão dos elementos terras raras, com seus teores de SiO₂, MgO, razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, anomalia de európio e o grupo de classificação correspondente.

Tabela 8 - Relação das amostras de cada série magmática com seus respectivos teores de SiO₂, MgO, valores normalizados da razão [La/Yb]_n recalculado para o condrito de Boynton (1984), razão Eu/Eu* e grupos definidos

Amostra	SiO₂ (%)	MgO (%)	[La/Yb]_n	Eu/Eu*	Grupo
Série Toleítica					
MAJF 32	47,22	7.03	2,95	0,94	I
MAJF 17	57,04	2.16	11,07	0,50	II
Série Cálcio alcalina de médio K					
MAJF 14	63,78	2.82	14,18	0,72	I
MAJF 25	64,93	2.07	21,74	1,52	II
MAJF 26	69,26	1.35	20,97	1,60	
Série Cálcio alcalina de alto K					
MAJF 33	58,23	6.7	7,95	0,73	II
MAJF 28	62,01	2.46	11,40	0,37	
MAJF 16	65,02	2.44	53,73	0,61	I

Fonte: O autor, 2018

4.7 Comparação com os dados já publicados para os ortogranulitos pertencentes a série cálcio alcalina (Elementos terras raras)

Como explicitado nos capítulos introdutórios, um dos objetivos específicos desta dissertação é comparar os dados aqui apresentados com aqueles já publicados na literatura científica para as rochas do Complexo Juiz de Fora. Foram escolhidos para fins comparativos os trabalhos de Duarte (1998) que apresenta dados para a região de Juiz de Fora e Matias Barbosa, Heilbron et al. (1998, 2000) que apresentam dados para a região de Valença, Leopoldina e André (2009) que apresenta dados para a região de três rios.

Os dados dos autores supracitados foram retrabalhados e foram recalculadas as razões [La/Yb]_n normalizadas para o condrito de Boynton para cada série magmática, como já foi exposto isoladamente para os dados gerados neste trabalho. Levando em considerações critérios petrológicos de cogeneticidade, Allégre & Minster (1978) e Cox et al. (1979) afirmam que para um conjunto de rochas cogenéticas a razão [La/Yb]_n não deve variar mais de 1,5 vezes. Neste sentido, com o objetivo de sugerir uma possível relação cogenética entre os ortogranulitos intermediários pertencentes as séries cálcio alcalina buscou-se comparar tais razões entre as amostras já estudadas.

4.7.1 Série cálcio alcalina de médio K

Tabela 9 - Relação das amostras pertencentes a série cálcio alcalina de médio K com os teores de SiO₂, MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton e a anomalia de európio

Série cálcio alcalina de médio K						
		SiO₂ (%)	MgO (%)	[La/Yb]_n	Eu/Eu*	
MAJF 14	Dados inéditos (presente dissertação)	63.78	2.82	14.13	0.74	
MAJF 25		64.93	2.07	21.67	1.59	
MAJF 26		69.26	1.35	20.90	1.65	
VAL-M-276	Heilbron et al. (1998)	58.00	3.60	8.71	0.64	
BP-CM-231		58.80	3.60	10.44	0.81	
RPM-193E		65.10	2.40	26.62	0.62	
MB-297B	Duarte et al. (1998)	64.44	2.09	60.17	1.50	
MB-115B		66.24	2.50	59.22	-	
MB-19		61.12	2.71	38.05	-	
MB-514A		70.79	0.67	40.28	2.10	
MB-46R		71.92	0.88	32.59	-	
MB-46T		62.40	3.01	11.46	-	
MB-297D		64.35	2.50	13.22	0.90	
MB-37(1)		71.50	0.77	17.98	-	
MB-48A		69.49	1.30	-	-	
MB-46U		74.97	0.09	-	-	
MB-43A		79.43	0.61	-	-	
TR-JEF-04C		André (2009)	74.49	0.29	43.37	1.08
TR-JEF-04B			73.62	0.39	48.54	0.88
TR-JEF-01-C1	73.05		0.53	92.36	1.13	
TR-JEF-03C	71.65		0.44	53.94	1.32	
TR-JEF-01A	70.76		0.51	84.61	0.47	
ECII-98-I-10	67.61		1.18	29.33	1.01	
JA-17-JEFD	62.32		2.02	21.19	0.79	

Fonte: O autor, 2018

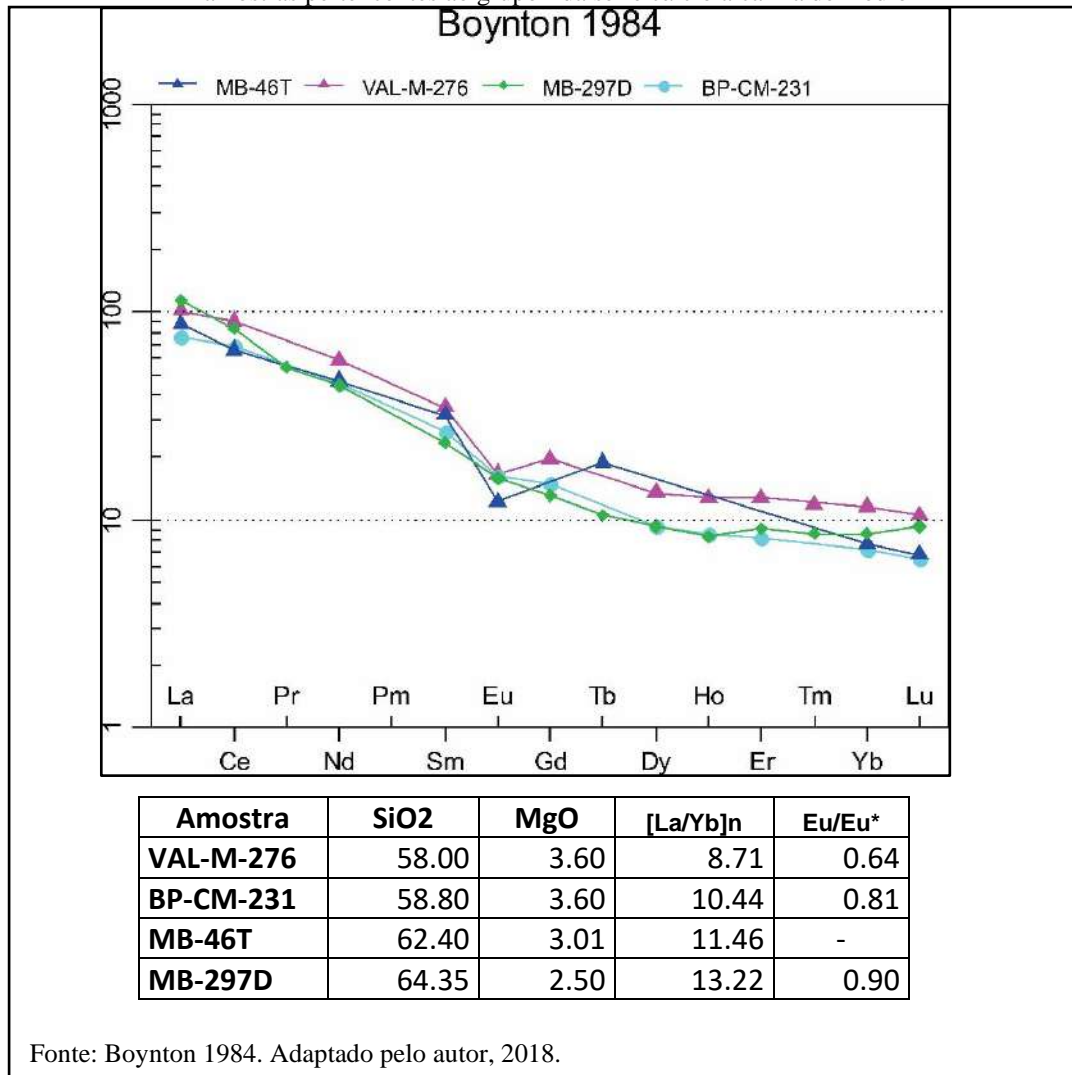
Observando a tabela 08 podemos constatar que o valor mínimo da razão [La/Yb]_n para o grupo de amostras apresentado é 8,71 e o máximo é 92,36. Sendo assim há uma variação de até 10.6 para os ortogranulitos pertencentes a esta mesma série. Por este motivo, os

ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de médio K foram subdivididas em distintos grupos, uma vez que a variação da razão supracitada excede àquela apresentada pelos autores para sugerir uma possível cogeneticidade entre elas.

Grupo I

O grupo I da série cálcio alcalina de médio K (Figura 44) é constituído por 5 amostras de ortogranulitos intermediários (SiO_2 entre 58% e 64,35%) charno-enderbíticos. Possuem um fracionamento fraco como mostra a razão $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ que varia de 8,71 a 13,22, ou seja, 1,5 vezes. Podemos observar que todas as amostras possuem anomalia negativa de európio, com a razão Eu/Eu^* variando entre 0,64 e 0,90.

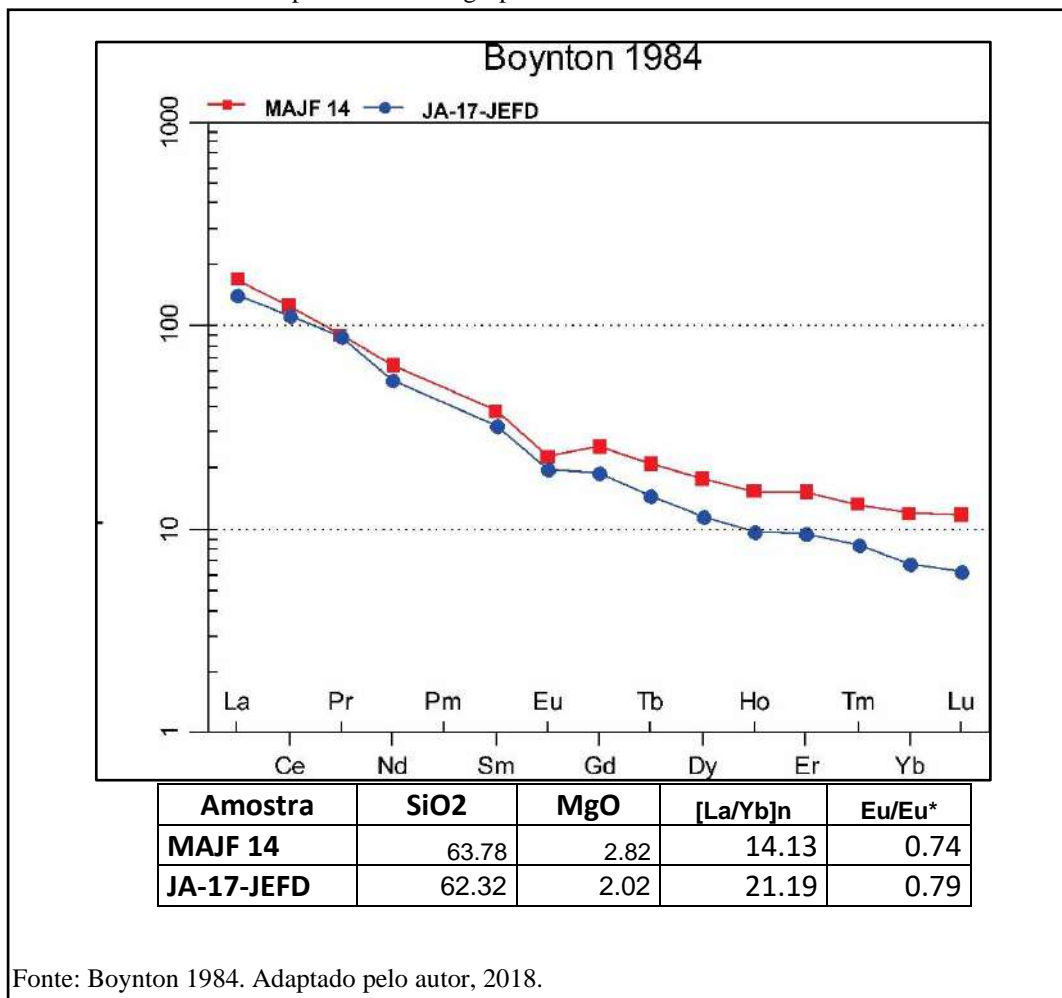
Figura 45 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as amostras pertencentes ao grupo I da série cálcio alcalina de médio K



Grupo II

O grupo II da série cálcio alcalina de médio K (figura 46) é constituído por 2 amostras de ortogranulitos intermediários (SiO_2 entre 58% e 64,35%) charno-enderbíticos. Possuem um fracionamento moderado como mostra a razão $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ que varia de 14,13 a 21,19, ou seja, 1,5 vezes. Podemos observar que as duas amostras possuem anomalia negativa de európio, com a razão Eu/Eu^* variando entre 0,74 e 0,79.

Figura 46 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as duas amostras pertencentes ao grupo II da série cálcio alcalina de médio k

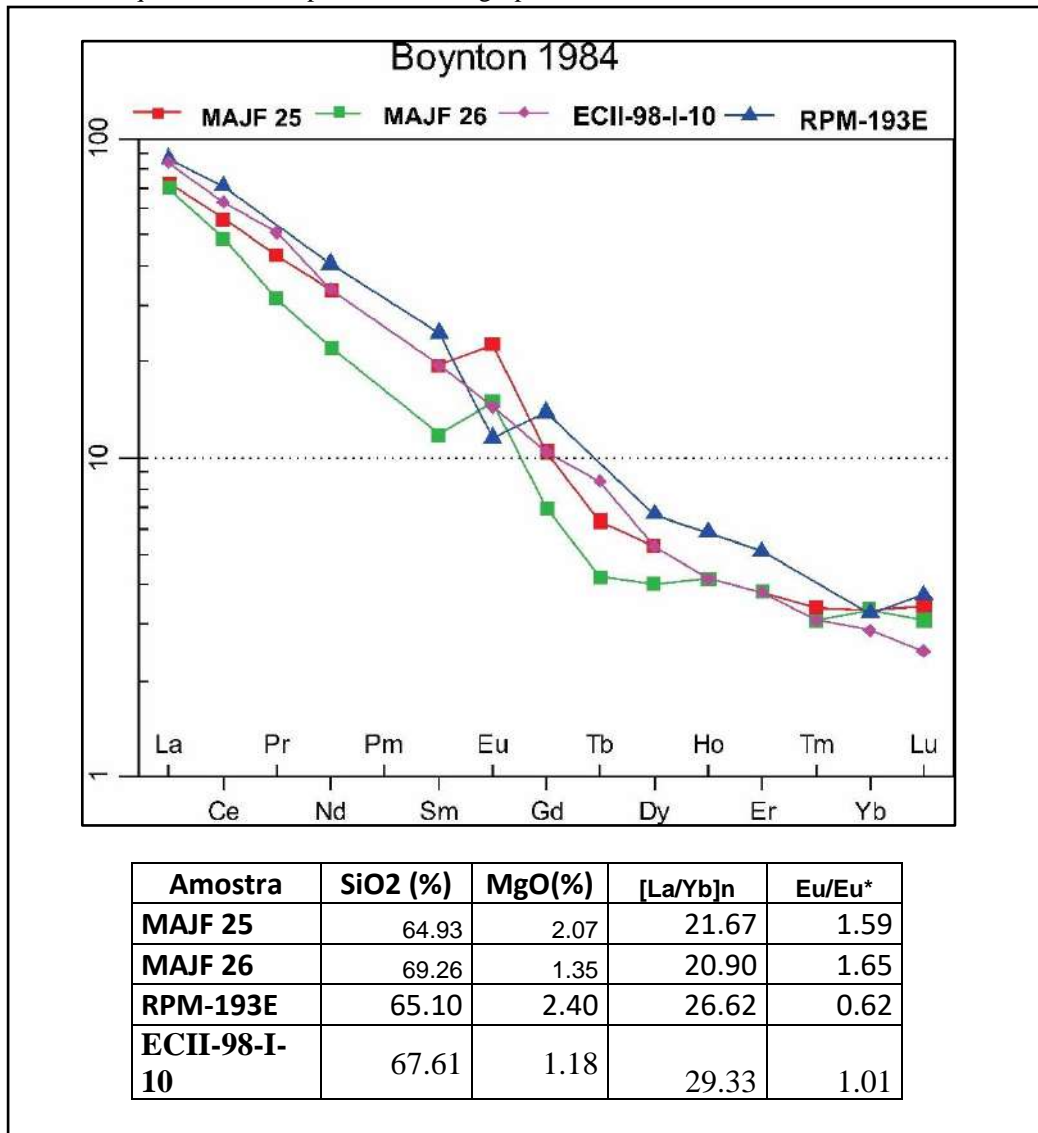


Grupo III

O grupo III da série cálcio alcalina de médio K (figura 47) é constituído por quatro amostras de ortogranulitos intermediários (SiO_2 entre 62,32% e 69,26%) charno-enderbíticos a enderbíticos. Possuem um fracionamento moderado como mostra a razão $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ que varia de 20,90 a 29,33, ou seja, 1,40 vezes. Podemos observar que duas amostras (MAJF 25 e MAJF 26) possuem anomalia positiva de európio, com a razão Eu/Eu^* variando entre 1,59 e 1,65 e

duas outras amostras apresentam anomalia negativa, com a razão Eu/Eu^* variando entre 0,62 e 0,79.

Figura 47 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as quatro amostras pertencentes ao grupo III da série cálcio alcalina de médio K

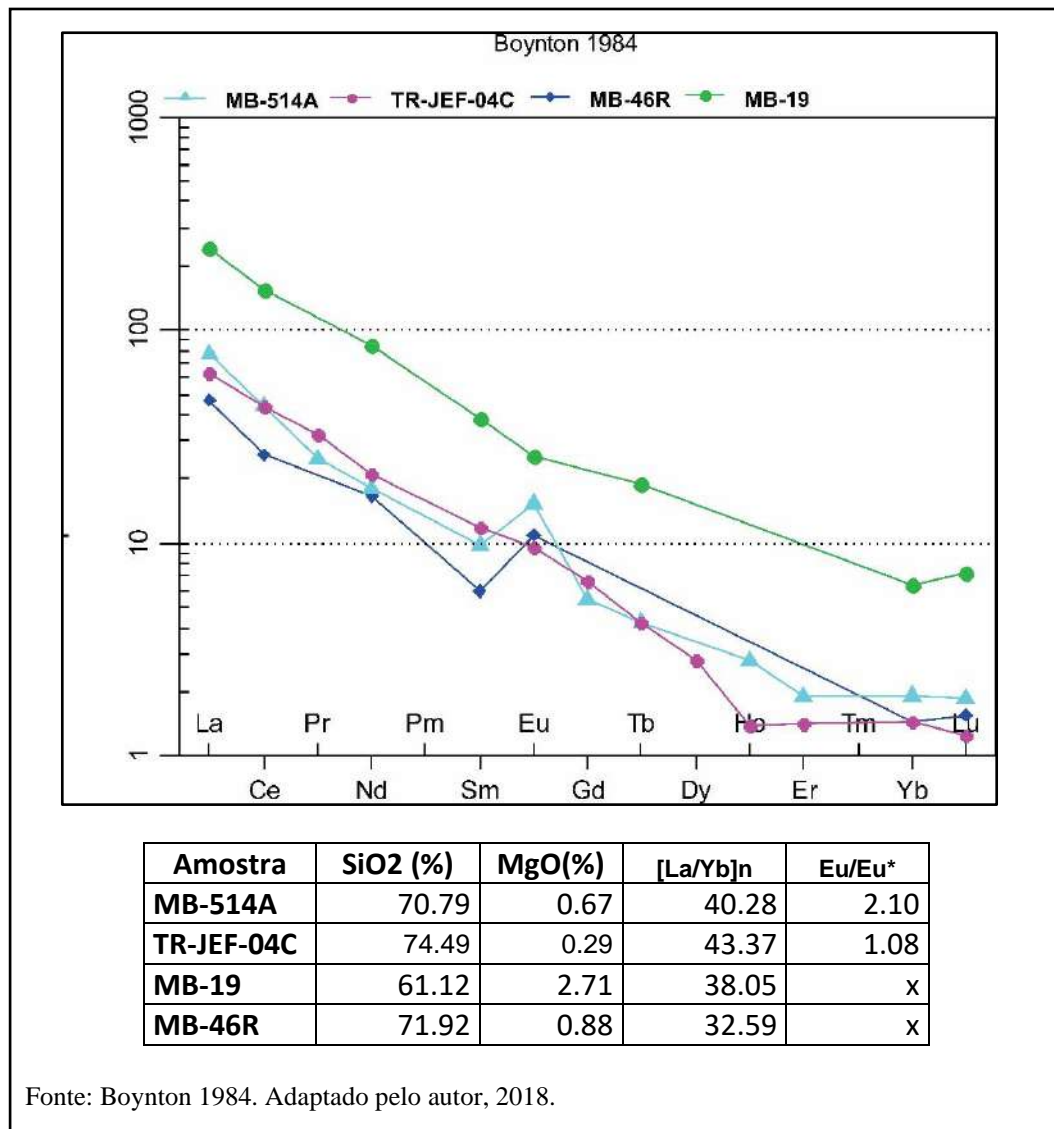


Fonte: Boynton 1984. Adaptado pelo autor, 2018.

Grupo IV

O grupo IV da série cálcio alcalina de médio K (figura 48) é constituído por 4 amostras de ortogranulitos intermediários a ácidos (SiO_2 entre 61,12% e 74,19%). Possuem um fracionamento forte como mostra a razão $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ que varia de 32,59 a 43,37, ou seja, 1,33 vezes. Podemos observar que a maior parte das amostras apresentam anomalias positivas de európio, enquanto as demais possuem a razão Eu/Eu^* muito próximas de um.

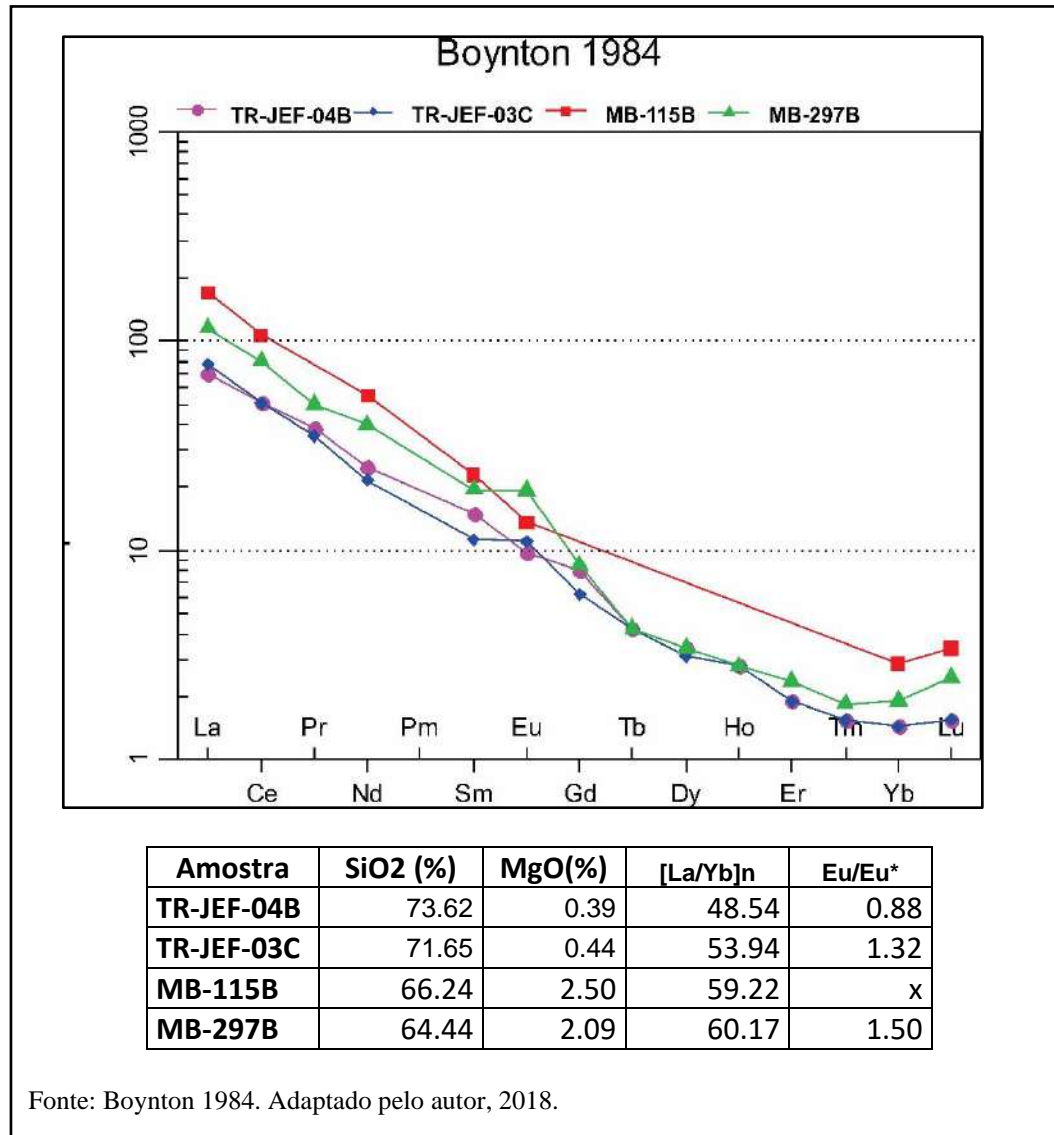
Figura 48 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as quatro amostras pertencentes ao grupo IV da série cálcio alcalina de médio K



Grupo V

O grupo V da série cálcio alcalina de médio K (figura 49) é constituído por quatro amostras de ortogranulitos intermediários a ácidos (SiO₂ entre 64,44% e 73,62%). Possuem um fracionamento forte como mostra a razão [La/Yb]_n que varia de 48,54 a 60,17, ou seja, 1,23 vezes. Podemos observar que a maior parte das amostras apresentam anomalias positivas de európio, enquanto apenas a amostra MB-115B apresenta razão Eu/Eu* igual a 0,88.

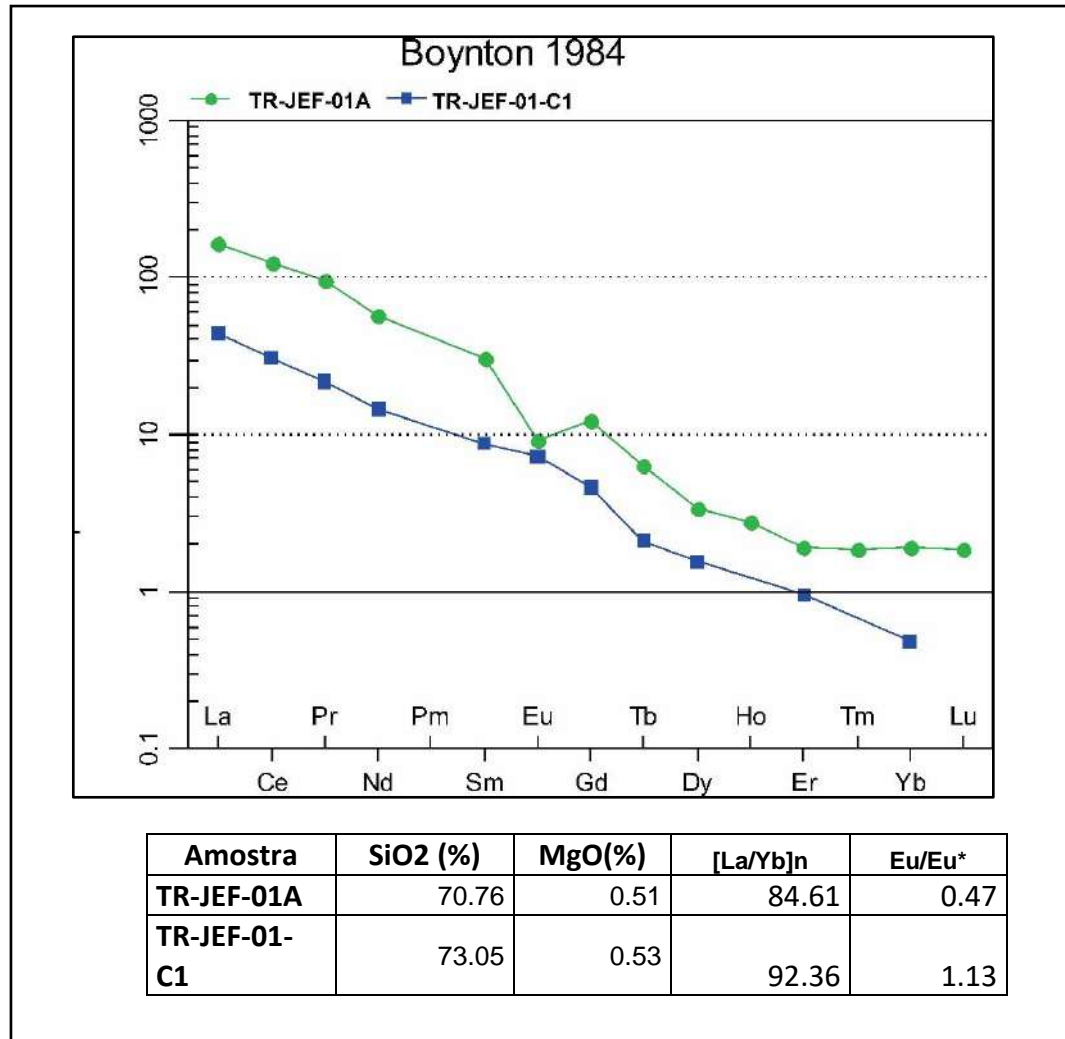
Figura 49 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as quatro amostras pertencentes ao grupo V da série cálcio alcalina de médio K



Grupo VI

O grupo VI da série cálcio alcalina de médio K (figura 50) é constituído por duas amostras de ortogranulito ácidos (SiO₂ acima de 70,76%). As amostras possuem um fracionamento forte como mostra a razão [La/Yb]_n que se está entre 84,61 e 92,36 ou seja, 1,09 vezes. Podemos observar, que em relação a anomalia de európio, uma amostra (TR-JEF-01^a) possui razão Eu/Eu* 1,13, apresentando anomalia positiva e a amostra TR-JEF-01-C1 possui razão Eu/Eu* igual a 0,47, apresentando anomalia negativa.

Figura 50 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as duas amostras pertencentes ao grupo VI da série cálcio alcalina de médio K



Fonte: Boynton 1984. Adaptado pelo autor, 2018.

A tabela 10, apresentada a seguir, exhibe de forma sintetizada os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora pertencentes a série cálcio alcalina de médio K, previamente classificados com base no padrão dos elementos terras raras, com seus teores de SiO₂, MgO, razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, anomalia de európio e o grupo de classificação correspondente.

Tabela 10 - Relação das amostras pertencentes a série cálcio alcalina de médio K com os teores de SiO₂, MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, anomalia de európio e grupo de classificação correspondente

Série cálcio alcalina de médio K					
	SiO₂ (%)	MgO (%)	[La/Yb]_n	Eu/Eu*	Grupo
VAL-M-276 ³	58	3.6	8.71	0.64	I
BP-CM-231 ³	58.8	3.6	10.44	0.81	
MB-46T ²	62.4	3.01	11.46	-	
MB-297D ²	64.35	2.5	13.22	0.9	
MAJF 14 ¹	63.78	2.82	14.13	0.74	II
JA-17-JEFD ⁴	62.32	2.02	21.19	0.79	III
MAJF 25 ¹	64.93	2.07	21.67	1.59	
MAJF 26 ¹	69.26	1.35	20.9	1.65	
RPM-193E ³	65.1	2.4	26.62	0.62	IV
ECII-98-I-10 ⁴	67.61	1.18	29.33	1.01	
MB-514A ²	70.79	0.67	40.28	2.1	
TR-JEF-04C ⁴	74.49	0.29	43.37	1.08	
MB-19 ²	61.12	2.71	38.05	-	V
MB-46R ²	71.92	0.88	32.59	-	
TR-JEF-04B ⁴	73.62	0.39	48.54	0.88	
TR-JEF-03C ⁴	71.65	0.44	53.94	1.32	
MB-115B ²	66.24	2.5	59.22	-	VI
MB-297B ²	64.44	2.09	60.17	1.5	
TR-JEF-01A ⁴	70.76	0.51	84.61	0.47	
TR-JEF-01-C1 ⁴	73.05	0.53	92.36	1.13	

Legenda: 1 – Dados inéditos (presente dissertação); 2 - Dados de Duarte et al. (1998); 3- Dados de Heilbron et al. (1998); 4- Dados de André (2009).

Fonte: O autor, 2018

4.7.2 Série cálcio alcalina de alto K

Observando a tabela 09 podemos constatar que o valor mínimo da razão [La/Yb]_n para o grupo de amostras apresentado é 7,92 e o máximo é 75,03. Sendo assim há uma variação de até 9,47 vezes para os ortogranulitos pertencentes a uma mesma série. Por este motivo, os ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes a série cálcio alcalina de alto K foram subdivididos em distintos grupos, uma vez que a variação da razão supracitada excede àquela apresentada pelos autores para sugerir uma possível cogeneticidade entre elas.

Tabela 11 - Relação das amostras pertencentes a série cálcio alcalina de alto K com os teores de SiO₂, MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton e a anomalia de európio

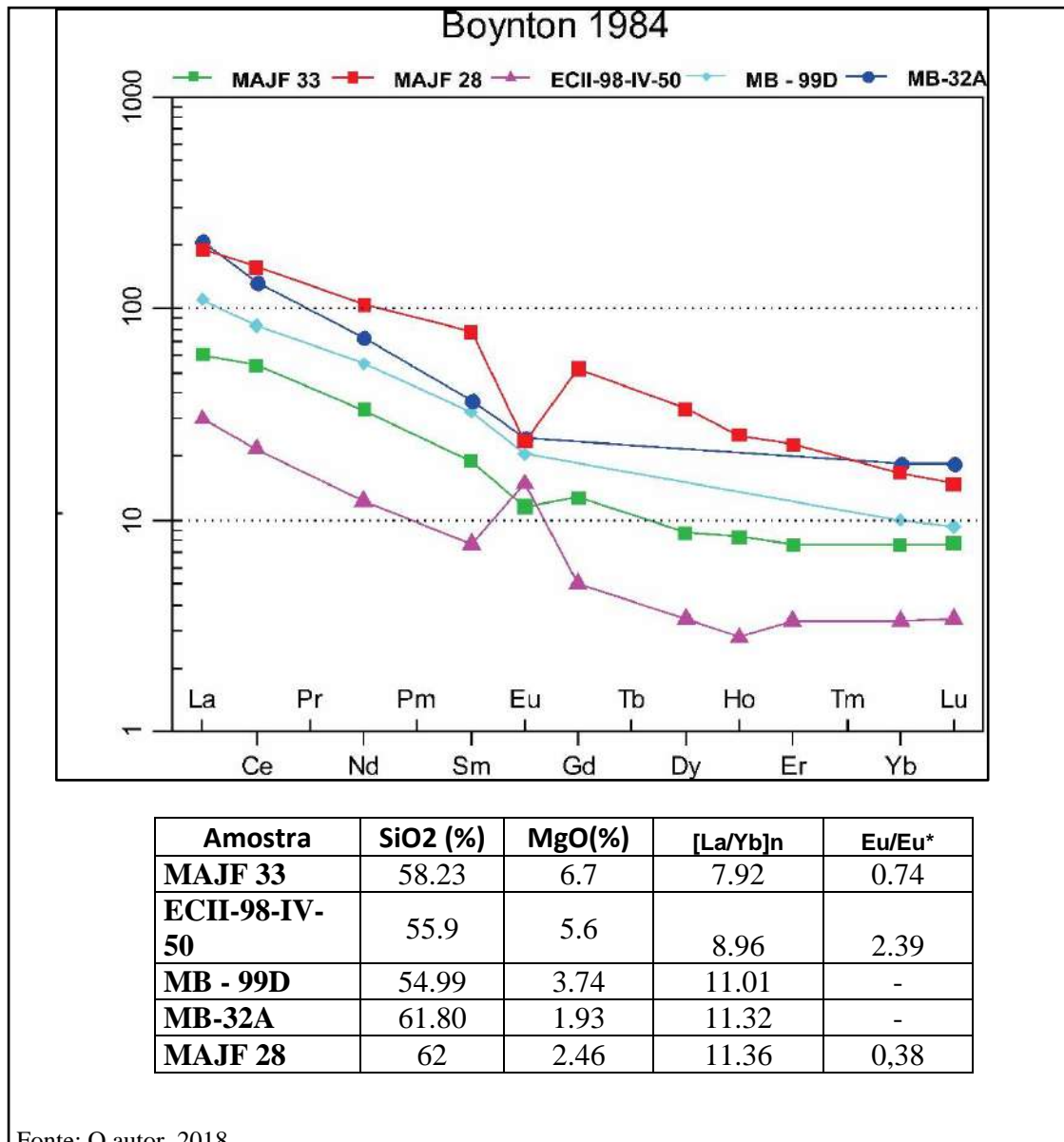
Série cálcio alcalina de alto K					
		SiO₂ (%)	MgO (%)	[La/Yb]_n	Eu/Eu*
MAJF 16	Dados inéditos (presente dissertação)	65.02	2.44	53.54	0.65
MAJF 28		62	2.46	11.36	0.38
MAJF 33		58.23	6.7	7.92	0.74
RPM-193E	Heilbron et al. (1998)	65.10	2.40	26.62	0.62
VAL-M-511A		58.10	2.90	42.30	1.39
RPM-344E		65.00	2.00	24.66	1.42
RPM-565A		70.50	0.77	22.86	1.85
RPM-570		70.70	1.50	49.63	1.50
NSA-5-9B		74.60	0.31	21.14	1.58
MB-15B		Duarte et al. (1998)	57.95	3.22	57.24
MB-151B	70.18		0.84	67.28	-
MB-241A	69.00		0.75	75.03	-
MB-151 A	72.05		0.35	71.30	-
MB-32B	70.82		0.71	30.65	-
MB - 99D	54.99		3.74	11.01	-
MB-32A	61.80		1.93	11.32	-
MB-32C	68.77		0.84	13.48	-
TR-JEF-03B	André (2009)	75.72	0.11	25.11	0.73
TR-JEF-04A		74.82	0.02	35.06	2.51
JA-17-JEFC		63.3	0.74	12.73	1.22
ECII-98-IV-50		55.9	5.6	8.96	2.39

Fonte: O autor, 2018.

Grupo I

O grupo I da série cálcio alcalina de alto K (figura 51) é constituído por 5 amostras de ortogranulitos intermediários (SiO₂ entre 54,99% e 62%). Possuem um fracionamento fraco a moderado como mostra a razão [La/Yb]_n que varia de 7,92 a 11,36, ou seja, 1,43 vezes. Podemos observar que a maior parte das amostras apresentam anomalias negativas de európio, enquanto apenas a amostra ECII-98-IV-50 possui anomalia positiva, com a razão Eu/Eu* igual a 2,39..

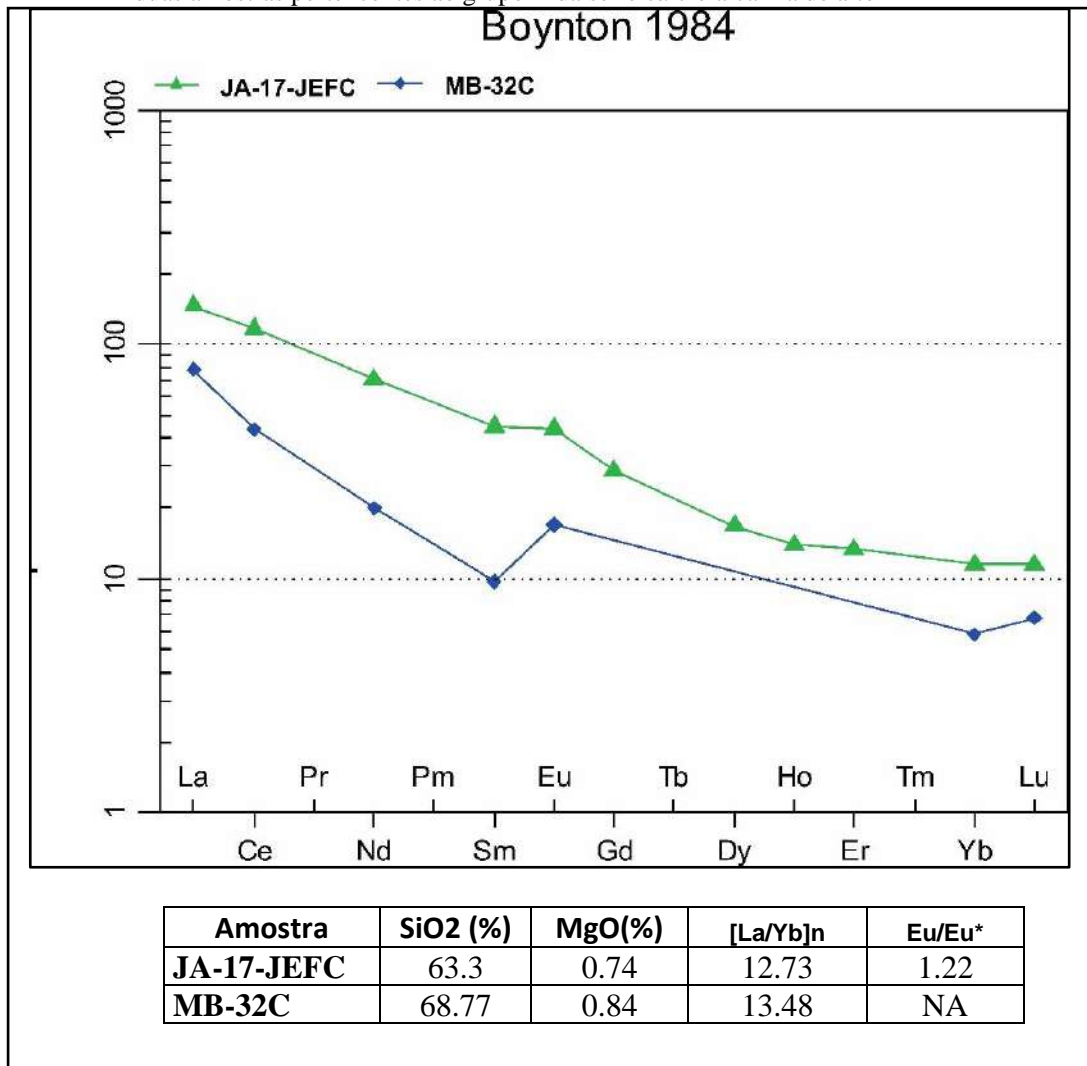
Figura 51 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo I da série cálcio alcalina de alto K



Grupo II

O grupo II da série cálcio alcalina de alto K (figura 52) é constituído por 2 amostras de ortogranulitos intermediários (SiO₂ entre 63,30% e 68,77%). As amostras possuem um fracionamento moderado como mostra a razão [La/Yb]_n que varia de 12,73 a 13,48, ou seja, 1,05 vezes. Podemos observar que as amostras apresentam anomalia positiva de európio, com razão Eu/Eu* superior ou igual a 1,22.

Figura 52 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as duas amostras pertencentes ao grupo II da série cálcio alcalina de alto k

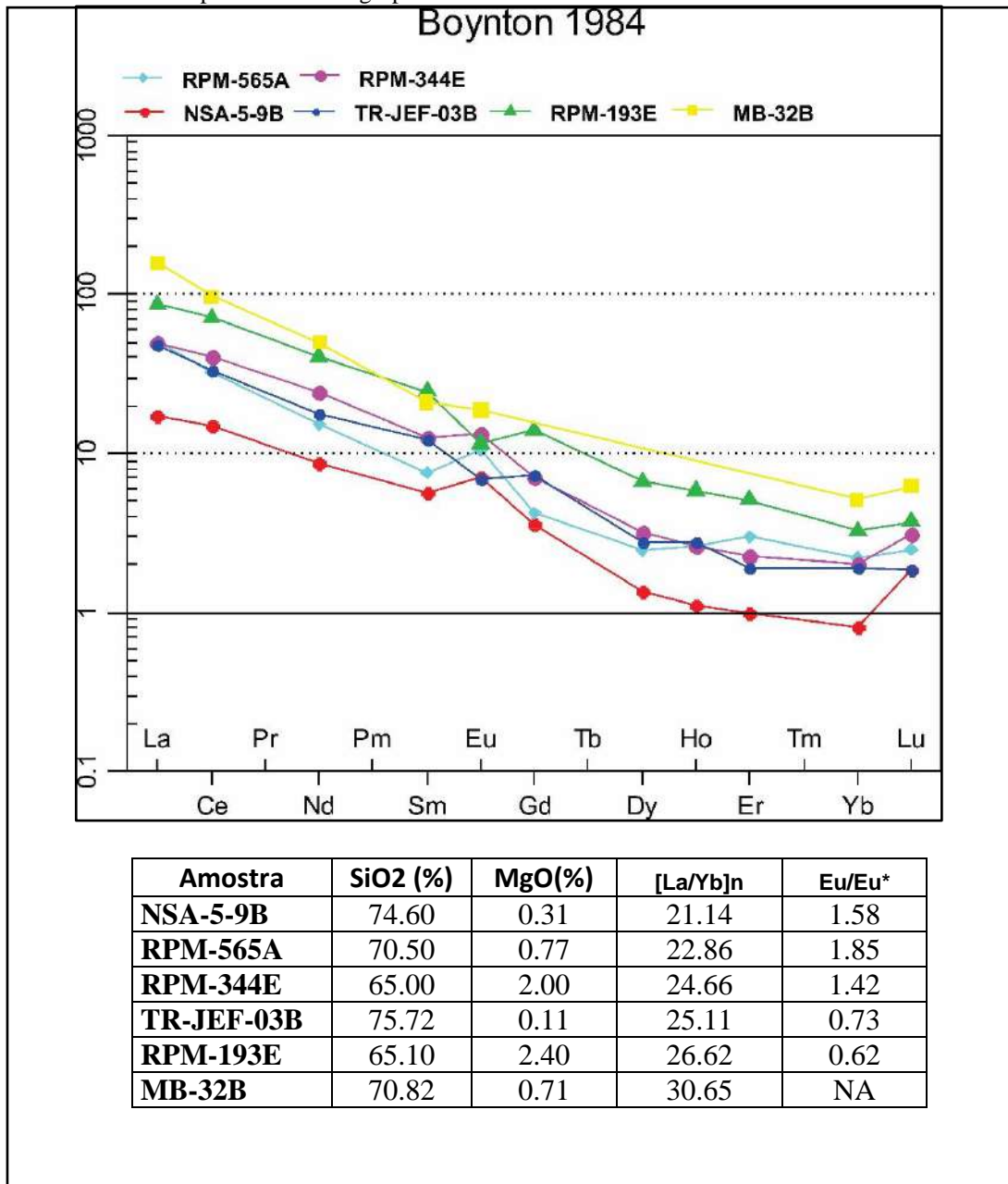


Fonte: O autor, 2018.

Grupo III

O grupo III da série cálcio alcalina de alto K (figura 53) é constituído por 6 amostras de ortogranulitos intermediários a ácidos (SiO₂ entre 65,10% e 74,60%). As amostras apresentam fracionamento moderado a forte como mostra a razão [La/Yb]_n que varia de 21,14 a 30,65, ou seja, 1,44 vezes. Três amostras apresentam anomalia positiva de európio, com a razão Eu/Eu* variando entre 1,42 e 1,85 enquanto três amostras apresentam anomalia negativa, com a razão Eu/Eu* variando entre 0,62 e 0,73.

Figura 53 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo III da série cálcio alcalina de alto k

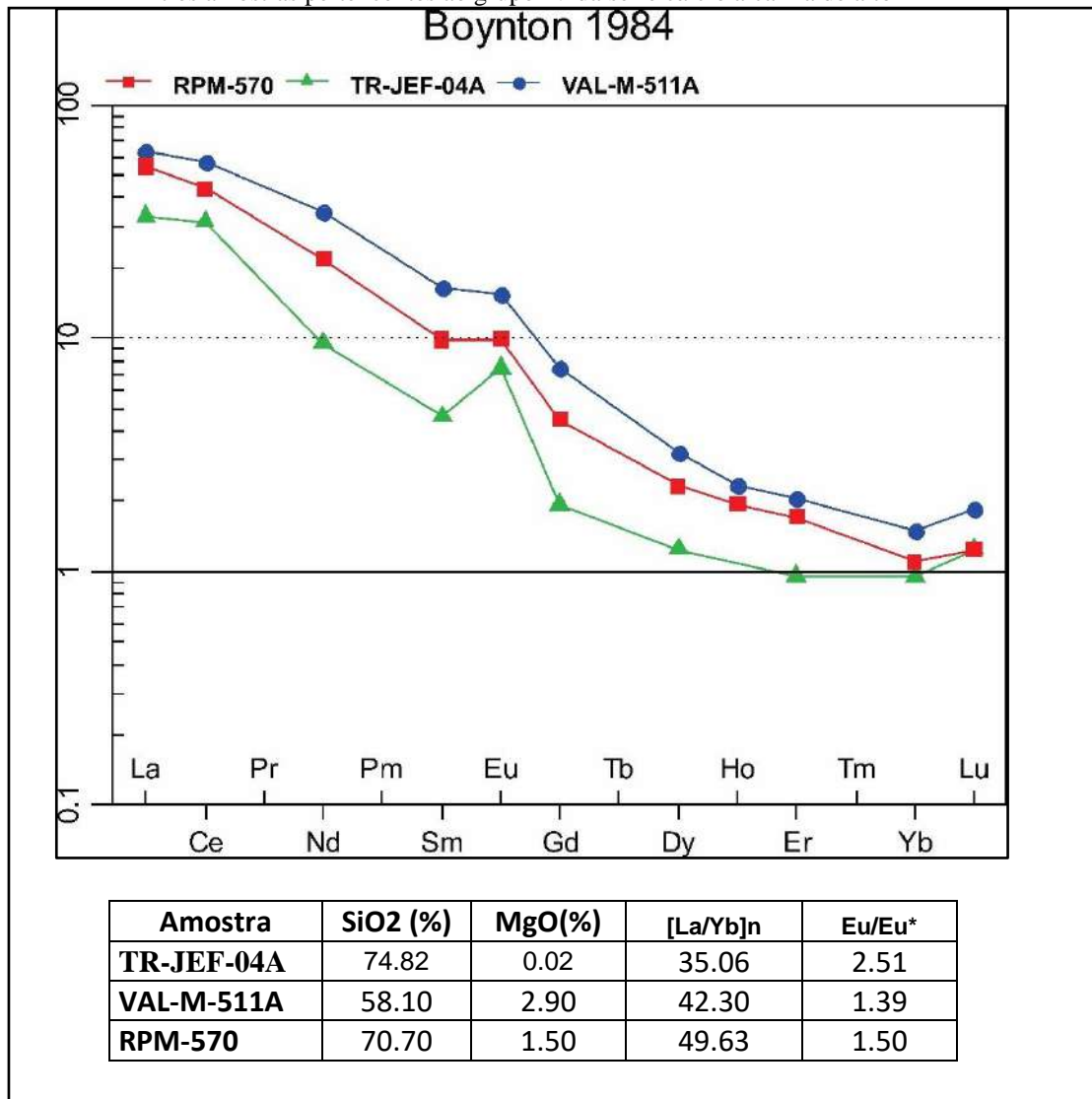


Fonte: O autor, 2018.

Grupo IV

O grupo IV da série cálcio alcalina de alto K (figura 54) é constituído por 3 amostras de ortogranulitos intermediários a ácidos (SiO₂ entre 58,10% e 74,82%). As amostras apresentam um fracionamento forte como mostra a razão [La/Yb]_n que varia de 35,06 a 49,63, ou seja, 1,41 vezes. Todas as amostras pertencentes a este grupo apresentam anomalia positiva de európio, com razão Eu/Eu* variando entre 1,39 e 2,51.

Figura 54 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as três amostras pertencentes ao grupo IV da série cálcio alcalina de alto K

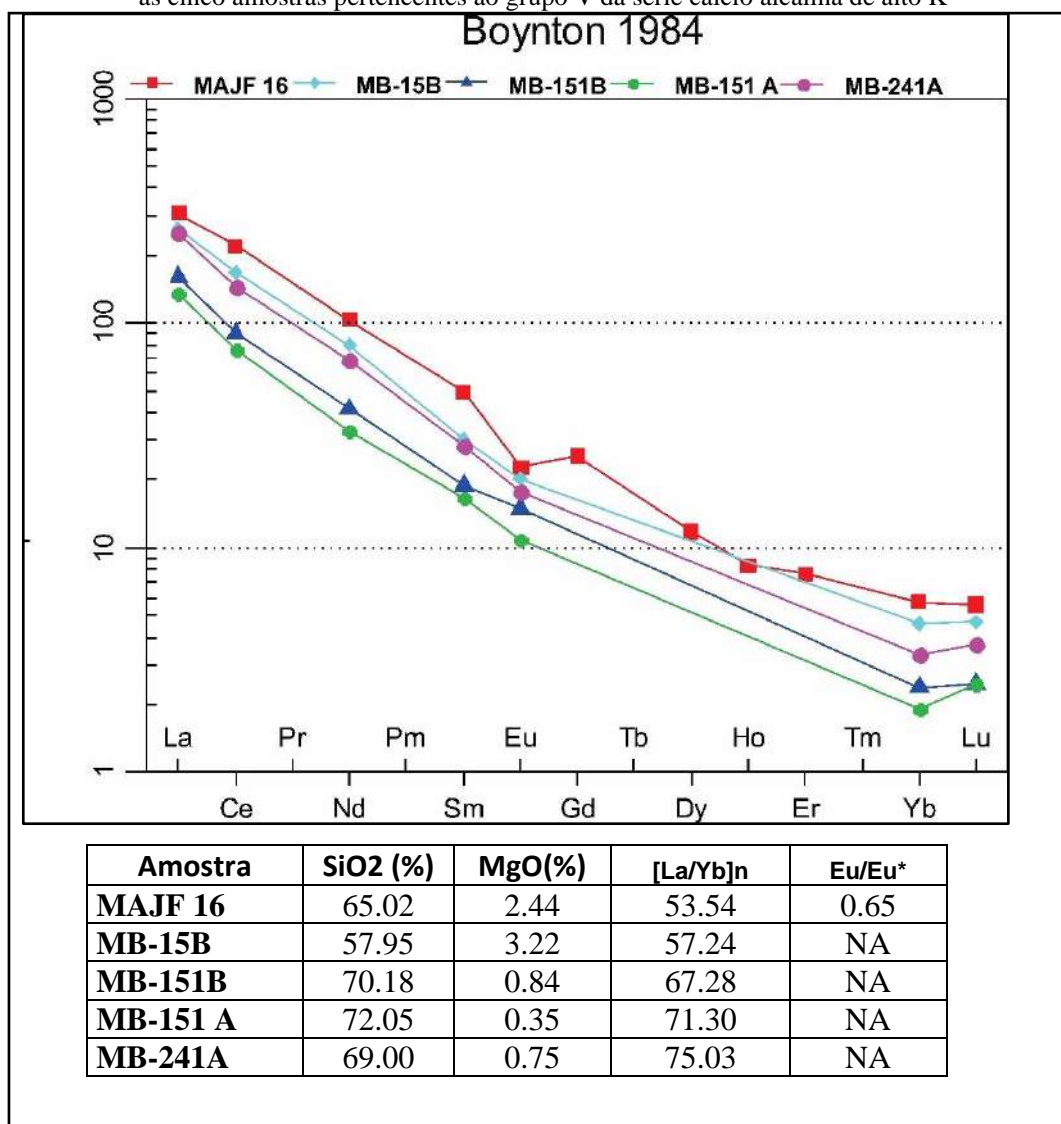


Fonte: O autor, 2018.

Grupo V

O grupo V da série cálcio alcalina de alto K (figura 55) é constituído por cinco amostras de ortogranulitos intermediários a ácidos (SiO₂ entre 57,95% e 72,05%). As amostras apresentam um fracionamento forte como mostra a razão [La/Yb]_n que varia de 53,54 a 75,03, ou seja, 1,40 vezes. É possível observar a partir do diagrama que todas as amostras possuem anomalia negativa de európio, todavia só foi possível estabelecer a razão Eu/Eu* para a amostra MAJF 16, que é de 0,65.

Figura 55 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo V da série cálcio alcalina de alto K



Fonte: O autor, 2018.

A tabela 12, apresentada a seguir, exibe de forma sintetizada os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora pertencentes a série cálcio alcalina de alto K, previamente classificados com base no padrão dos elementos terras raras, com seus teores de SiO₂, MgO, razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, anomalia de európio e o grupo de classificação correspondente.

Tabela 12 - Relação das amostras pertencentes a série cálcio alcalina de alto K com os teores de SiO₂, MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, anomalia de európio e grupos definidos

Série cálcio alcalina de alto K					
	SiO₂ (%)	MgO (%)	[La/Yb]_n	Eu/Eu*	Grupo
MAJF 28 ¹	62	2.46	11.36	0.38	I
MAJF 33 ¹	58.23	6.7	7.92	0.74	
MB - 99D ²	54.99	3.74	11.01	-	
MB-32A ²	61.8	1.93	11.32	-	
ECII-98-IV-50 ⁴	55.9	5.6	8.96	2.39	
MB-32C ²	68.77	0.84	13.48	-	II
JA-17-JEFC ⁴	63.3	0.74	12.73	1.22	
RPM-193E ³	65.1	2.4	26.62	0.62	III
RPM-344E ³	65	2	24.66	1.42	
RPM-565A ³	70.5	0.77	22.86	1.85	
NSA-5-9B ³	74.6	0.31	21.14	1.58	
MB-32B ²	70.82	0.71	30.65	-	
TR-JEF-03B ⁴	75.72	0.11	25.11	0.73	
VAL-M-511A ³	58.1	2.9	42.3	1.39	IV
RPM-570 ³	70.7	1.5	49.63	1.5	
TR-JEF-04A ⁴	74.82	0.02	35.06	2.51	
MAJF 16 ¹	65.02	2.44	53.54	0.65	V
MB-15B ²	57.95	3.22	57.24	-	
MB-151B ²	70.18	0.84	67.28	-	
MB-241A ²	69	0.75	75.03	-	
MB-151 A ²	72.05	0.35	71.3	-	

Legenda: 1 – Dados inéditos (presente dissertação); 2 - Dados de Duarte et al. (1998); 3- Dados de Heilbron et al. (1998); 4- Dados de André (2009).

Fonte: O autor, 2018

4.8 Comparação com os dados já publicados para os ortogranulitos pertencentes a série toleítica (Elementos terras raras)

Como explicitado no item 4.4, dois ortogranulitos estudados nesta dissertação pertencem a série toleítica. O primeiro, representado pela amostra MAJF 32, é um ortogranulito básico com assinatura de E-MORB enquanto o segundo, representado pela amostra MAJF 17, é um ortogranulito intermediário, de alto TiO₂, com assinatura intraplaca. Seguindo a mesma dinâmica do item anterior, esses dois ortogranulitos pertencentes a série toleítica serão comparados com os toleítos já publicados nos trabalhos de Duarte (1998) que apresenta dados para a região de Juiz de Fora e Matias Barbosa, Heilbron et al. (1998, 2000) que apresentam

dados para a região de Valença e Leopoldina e André (2009) que apresenta dados para a região de Três Rios.

4.8.1 Série toleítica

Tabela 13-Relação das amostras relativas aos ortogranulitos pertencentes à série toleítica com respectivos teores de SiO₂, MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton e suas assinaturas químicas

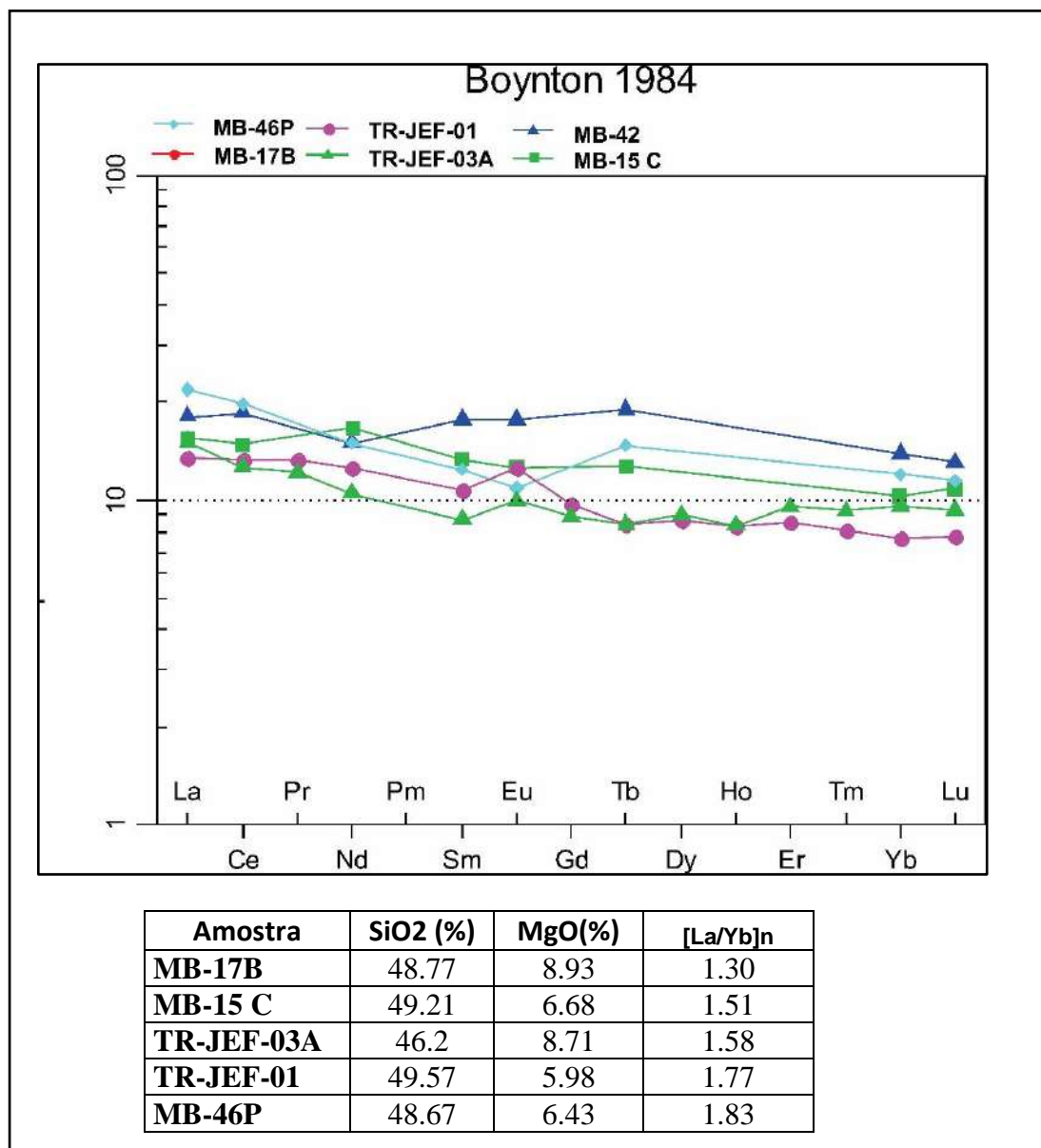
Série toleítica					
		SiO₂ (%)	MgO (%)	[La/Yb]_n	Assinatura Química
MAJF 17	Dados inéditos	57,04	2,16	11,03	Intraplaca
MAJF 32		47.22	7.03	2.94	E-MORB
MB-514B	Duarte et al. (1998)	49.72	5.32	3.80	Intraplaca
MB-514 C		47.80	6.19	3.09	Intraplaca
MB-183A		49.41	4.74	1.97	E-MORB
MB-42		47.62	6.48	1.30	E-MORB
MB-15 C		49.21	6.68	1.51	E-MORB
MB-46P		48.67	6.43	1.83	E-MORB
MB-17B		48.77	8.93	1.30	E-MORB
MB-17A		47.21	8.85	0.91	N-MORB
RPM-520-B		Heilbron et al. (1998)	49.00	6.30	2.79
RPM-534	49.20		6.80	2.87	E-MORB
ECII-97-III-11	André (2009)	50.65	8.76	5.28	Intraplaca-
TR-JEF-01		49.57	5.98	1.77	E-MORB
IP-07II-15A		63,57	0,88	10,64	Intraplaca
TR-JEF-03A		46.2	8.71	1.58	E-MORB

Fonte: O autor, 2018.

Grupo I

O grupo I da série toleítica (Figura 56) é caracterizado por ortogranulitos básicos do tipo E-MORB com razão $[La/Yb]_n$ variando entre 1,30 e 1,83. Este grupo é representado por cinco amostras cujos teores de SiO₂ são inferiores a 48,77% . É possível observar a partir do diagrama que a anomalia de európio é variável dentro deste mesmo grupo. As amostras TR-JER-01, TR-JEF-03 e MB 42 apresentam uma anomalia levemente positiva enquanto as demais amostras exibem uma anomalia levemente negativa.

Figura 56 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as seis amostras pertencentes ao grupo I da série toleítica

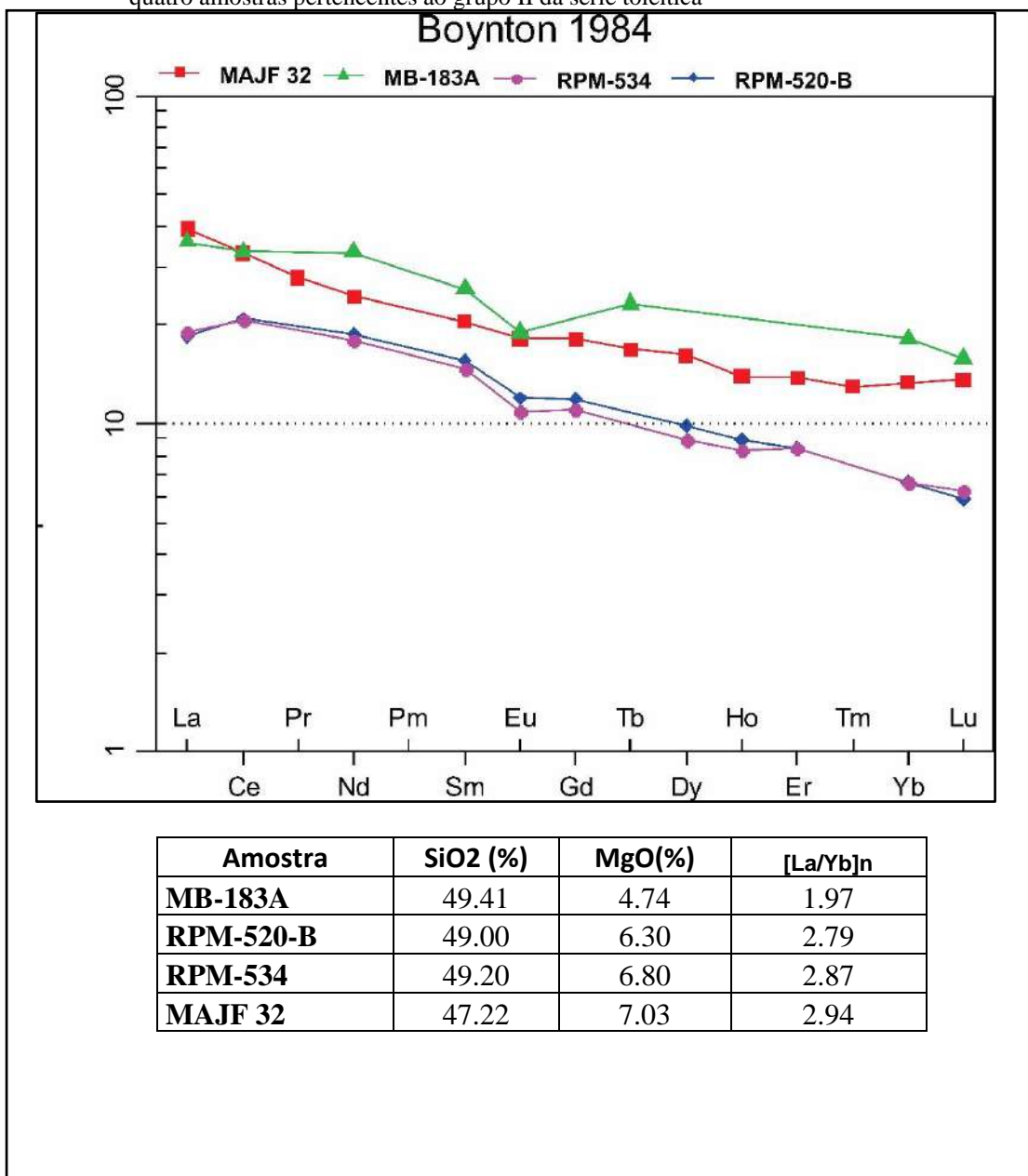


Fonte: O autor, 2018.

Grupo II

O grupo II da série toleítica (Figura 57) também é caracterizado por ortogranulitos básicos do tipo E-MORB, todavia este grupo exibe razão $[La/Yb]_n$ variando entre 1,97 e 2,94. Este grupo é representado por quatro amostras cujos teores de SiO₂ são inferiores a 49,41%. É possível observar a partir do diagrama há anomalia de európio levemente negativa para todas as amostras pertencentes a este grupo.

Figura 57 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as quatro amostras pertencentes ao grupo II da série toleítica

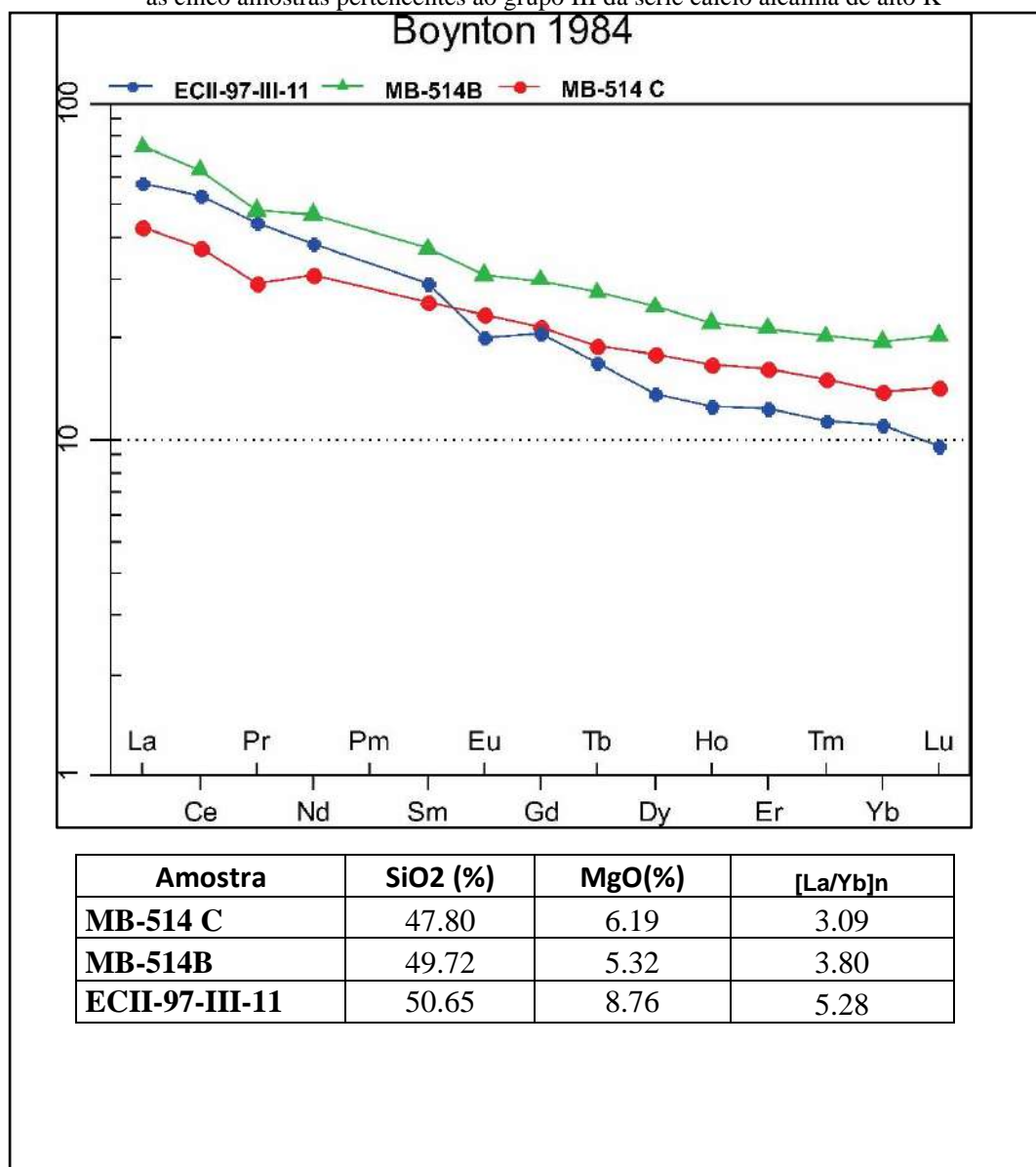


Fonte: O autor, 2018.

Grupo III

O grupo III da série toleítica (figura 58) é constituído por três amostras de ortogranulitos básicos (SiO₂ inferior a 50,65%) com assinatura de ambiente intraplaca. As amostras apresentam fracionamento fraco como mostra a razão [La/Yb]_n que varia de 3,09 a 5,28.

Figura 58 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as cinco amostras pertencentes ao grupo III da série cálcio alcalina de alto K

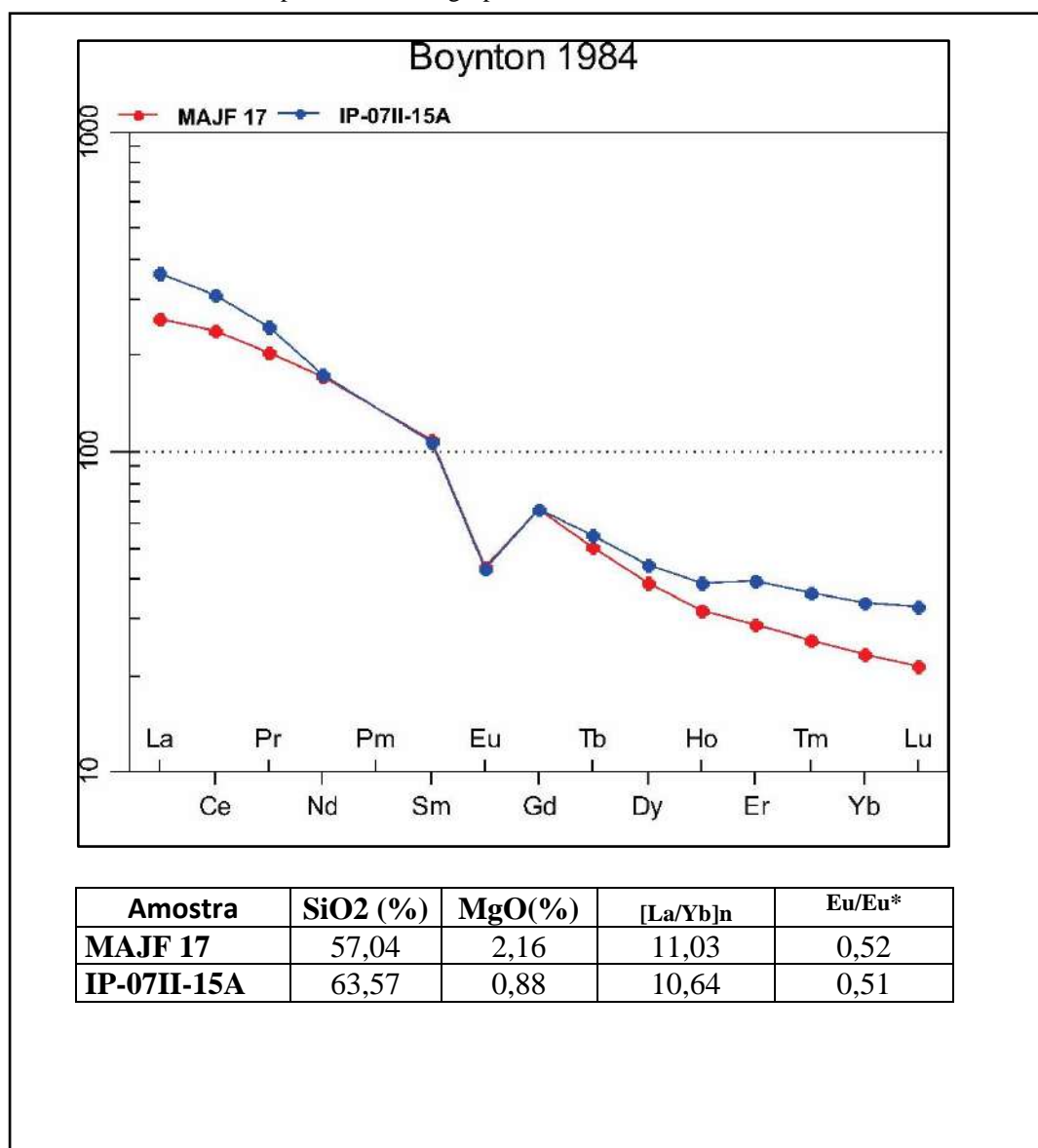


Fonte: O autor, 2018.

Grupo IV

O grupo IV da série toleítica (figura 59) é constituído pelas duas amostras intermediárias pertencentes a série toleítica já exibidas anteriormente. A primeira é a amostra MAJF 17, estudada na região enfocada na presente dissertação e a segunda é a amostra IP-07II-15, do trabalho de Heilbron et al,(2000) para a região de Itaperuna. Os dois ortogranulitos são intermediários (SiO₂ inferior a 50,65%) com assinatura de ambiente intraplaca. As amostras apresentam fracionamento moderado como mostra a razão [La/Yb]_n que varia entre 10,64 e 11,03. As duas amostras exibem anomalia negativa de európio com razões Eu/Eu* 0,52 e 0,51.

Figura 59 – Padrão dos elementos terras raras normalizados para o condrito de Boynton (1984) para as duas amostras pertencentes ao grupo IV da série toleítica



Fonte: O autor, 2018.

A tabela 14, apresentada a seguir, exibe de forma sintetizada os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora pertencentes a série toleítica, previamente classificados com base no padrão dos elementos terras raras, com seus teores de SiO₂, MgO, razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, ambientação tectônica baseada na assinatura química e o grupo de classificação correspondente.

Tabela 14 - Relação das amostras relativas aos ortogranulitos pertencentes à série toleítica com respectivos teores de SiO₂, MgO, a razão entre os elementos terras raras La e Yb normalizados para o condrito de Boynton, assinatura química e grupos correspondentes

Série toleítica					
	SiO ₂ (%)	MgO (%)	[La/Yb] _n	Assinatura Química	Grupo

MB-15 C ²	49.21	6.68	1.51	E-MORB	I
MB-46P ²	48.67	6.43	1.83	E-MORB	
MB-17B ²	48.77	8.93	1.3	E-MORB	
TR-JEF-01 ⁴	49.57	5.98	1.77	E-MORB	
TR-JEF-03A ⁴	46.2	8.71	1.58	E-MORB	
MAJF 32 ¹	47.22	7.03	2.94	E-MORB	II
MB-183A ²	49.41	4.74	1.97	E-MORB	
RPM-520-B ³	49	6.3	2.79	E-MORB	
RPM-534 ³	49.2	6.8	2.87	E-MORB	III
MB-514B ²	49.72	5.32	3.8	Intraplaca	
MB-514 C ²	47.8	6.19	3.09	Intraplaca	
ECII-97-III-11 ⁴	50.65	8.76	5.28	Intraplaca	IV
IP-07II-15A ⁴	63,57	0,88	10,64	Intraplaca	
MAJF 17 ¹	57,04	2,16	11,03	Intraplaca	

Legenda: 1 – Dados inéditos (presente dissertação); 2 - Dados de Duarte et al. (1998); 3- Dados de Heilbron et al. (1998); 4- Dados de André (2009).

Fonte: O autor, 2018.

4.9 Discussão sobre os dados de litogeoquímica

A partir do estudo litogeoquímico é possível concluir que os ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa compreendem no mínimo 3 séries magmáticas: I) Série cálcio alcalina de médio K; II) Série cálcio alcalina de alto K e III) Série toleítica. A partir da revisão bibliográfica pode-se constatar que ortogranulitos básicos pertencentes a série alcalina também fazem parte do Complexo Juiz de Fora, todavia, a escassez de afloramentos com rochas básicas na área enfocada nesta pesquisa não tornou possível a presença deste tipo na dissertação aqui exposta.

As séries cálcio alcalina de médio e alto K contam exclusivamente com ortogranulitos charno-enderbíticos e enderbíticos gerados em ambiente de arco vulcânico. Ao integrar os dados obtidos na presente dissertação com dados já publicados para outras regiões foi possível constatar que ortogranulitos charnockíticos integrantes do Complexo Juiz de Fora também pertencem as séries cálcio alcalina de médio K ou alto K e, da mesma forma, foram gerados em ambiente de arco magmático. Tal integração permitiu subdividir, com base nos elementos terras raras, a série cálcio alcalina de médio K em seis grupos distintos e a série cálcio alcalina de alto K em 5 grupos distintos. A subdivisão foi realizada considerando o fracionamento dos

elementos móveis, utilizando o critério da razão $[La/Yb]_n$ que idealmente não varia seu valor acima de 1,5 vezes para rochas de uma mesma suíte.

A série toleítica conta com o ortogranulito básico e o enderbítico, representados pelas amostras MAJF 32 e MAJF 17, respectivamente. A partir da integração com os dados publicados para outras regiões foi possível subdividir os ortogranulitos pertencentes a série toleítica em quatro grupos. Os dois primeiros grupos tratam de ortogranulitos básicos pertencentes a série toleítica gerados em fundo oceânico que possuem assinatura química de E-MORB. Esses dois grupos foram separados pelos critérios relacionados a razão $[La/Yb]_n$. O terceiro grupo trata dos ortogranulitos básicos pertencentes a série toleítica gerados em ambiente intraplaca oceânico. Todo este grupo conta com dados exclusivamente publicados em trabalhos anteriores, uma vez que para a presente dissertação não foi encontrada nenhuma rocha básica com assinatura de intraplaca oceânica ou continental. O quarto e último grupo trata dos ortogranulitos intermediários pertencentes a série toleítica. Este grupo exhibe um fracionamento anômalo em relação as demais rochas da série toleítica, apresentando razão $[La/Yb]_n$ superior a 10. Esses ortogranulitos intermediários foram classificados tectonicamente como gerados em ambiente intraplaca.

A partir dos grupos de afinidade litogeoquímica gerados é possível constatar que as amostras escolhidas para datação geocronológica U-Pb fazem parte de grupos distintos e tais dados serão apresentados no próximo capítulo.

5 GEOCROLOGIA U-Pb

5.1 Introdução

O presente capítulo trata da apresentação dos dados relativos a geocronologia U-Pb obtidos para os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa. Como exposto na tabela 11 a seguir, as seguintes unidades foram escolhidas para datação: a) ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio potássio – grupo II (Amostra MAJF 14); b) ortogranulito enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio potássio – grupo III (amostra MAJF 26); c) ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de alto potássio – grupo V (amostra MAJF 16) e d) ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica -grupo IV (amostra MAJF17).

Essas quatro amostras, que caracterizam rochas ortoderivadas com características petrográficas e assinaturas químicas distintas foram selecionadas para datação com o objetivo de determinar informações relativas a cristalização do magma gerador de seus protólitos, eventos metamórficos relacionados a contextos tectônicos específicos e possíveis idades herdadas.

Tabela 15 - Pontos de amostragem para geocronologia U-Pb

Ponto	Coordenada		Litotipo	Série química - Grupo
MAJF 14	23k	686664	Ortogranulito charno-enderbítico	Cálcio alcalina de médio K – Grupo II
		7574392		
MAJF 16	23k	687878	Ortogranulito charno-enderbítico	Cálcio alcalina de alto K – Grupo V
		7578280		
MAJF 17	23k	686681	Ortogranulito enderbítico	Toleítica – Grupo IV
		7578472		
MAJF 26	23k	684398	Ortogranulito enderbítico	Cálcio alcalina de médio K – Grupo III
		7572145		

Fonte: O autor, 2018.

Durante o processo de seleção e montagem dos grãos de zircão optou-se pela disposição ao acaso dos mesmos (amostragem aleatória) para que o tratamento estatístico dado não fosse

influenciado pela escolha de tipos específicos de grãos. Com isso diferentes formas, tamanhos e cores foram abrangidas para a determinação das idades. Quando foi possível, grãos de zircão com núcleo e borda visíveis, foram submetidos a análise para apreciação de eventos geológicos posteriores a cristalização da unidade estudada.

A seguir serão apresentadas informações acerca dos afloramentos de onde foram coletadas as amostras para datação assim como as características dos grãos de zircão selecionados para as análises geocronológicas U-Pb e as idades obtidas com base no método LA-ICP-MS no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).

5.2 Série cálcio alcalina de médio K

5.2.1 Grupo II – Ortogranulito charno-enderbítico

5.2.1.1 Amostra MAJF 14

A amostragem da rocha aqui apresentada foi realizada em corte de estrada no distrito de Silveira lobo, no município de Santana do Deserto. Neste ponto a rocha apresentava-se pouco intemperizada, com capa de alteração delgada de colocação alaranjada (Figura 60), mantendo todas suas características originais. Trata-se de um ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio K pertencente ao grupo II (fracionamento moderado e anomalia positiva de európio), de caráter metaluminoso e com assinatura de arco vulcânico.

Figura 60 – Detalhe do afloramento de onde foi coletada a amostra para geocronologia (MAJF 14)



Fonte: O autor, 2018.

Trata-se de um ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio potássio pertencente ao grupo II (fracionamento moderado e anomalia positiva de európio), de caráter metaluminoso e com assinatura de arco vulcânico.

A montagem foi realizada a partir do procedimento de disposição ao acaso dos grãos de zircão. 70 grãos foram selecionados para datação e tal seleção foi realizada com o intuito de abranger a maior diversidade possível no que diz respeito à morfologia interna e externa. Existe uma diversificação na população de grãos de zircão e a grande parte deles encontra-se fragmentado (Figura 61). O conjunto de grãos é bastante heterogêneo, com cristais subedrais a eudrais de tamanhos variados (50 a 220 μm) e coloração caramelo, formas ovulares a alongadas e cristais anedrais ovulares de dimensões inferiores a 70 μm . Os cristais de forma alongada exibem extremidades arredondadas e raros são as espécies prismáticas. As razões comprimento largura, embora também sejam variáveis dentro deste conjunto, predominam na proporção 2:1, havendo também grãos de zircão com razões 1:1 e, em menor quantidade, 3:1.

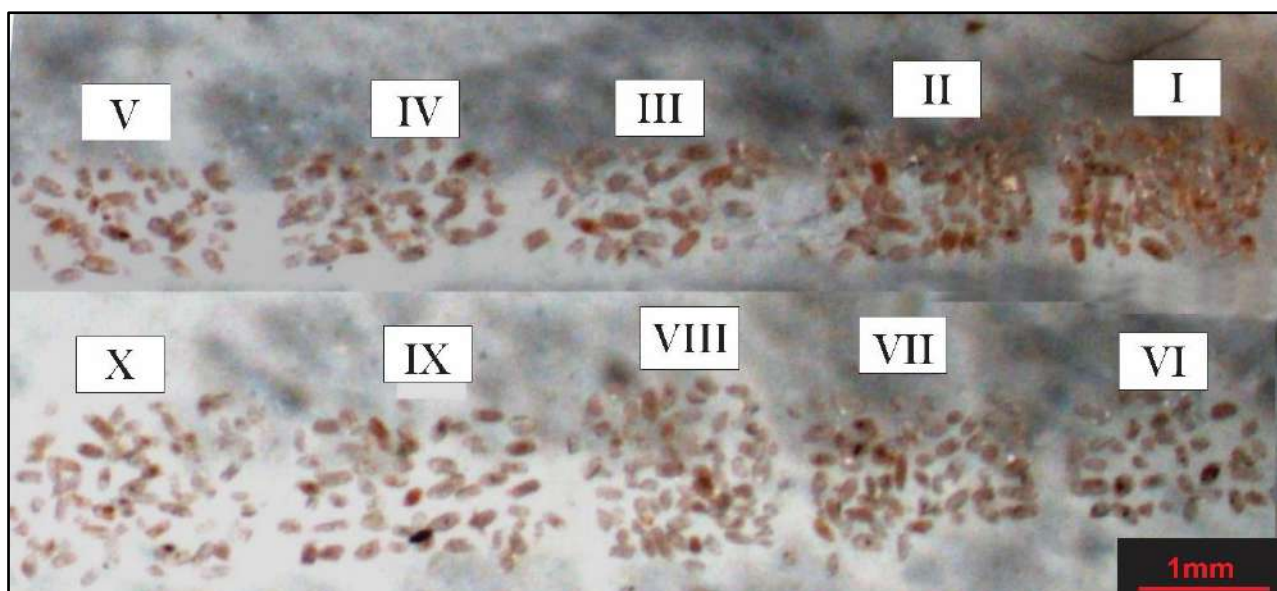
A figura 61 exibe as montagens realizadas para os grãos de zircão relativos a amostra MAJF 14 e a imagem de catodo luminescência (Figura 62) para a população de grãos correspondente a montagem V encontra-se na figura 61.

Os dados obtidos estão dispostos na tabela 16 e representados nos diagramas de concórdia (Figuras 63 a 65). O diagrama 63 mostra toda a população de grãos de zircão, a partir do qual é possível três grupos muito bem definidos. O primeiro grupo diz respeito aos grãos

representados pelas elipses laranjas, com idades arqueanas, o segundo grupo diz respeito aos grãos representados pelas elipses azuis, que possuem idades paleoproterozoicas e o terceiro e último grupo diz respeito aos grãos representados pelas elipses vermelhas, com idades neoproterozoicas.

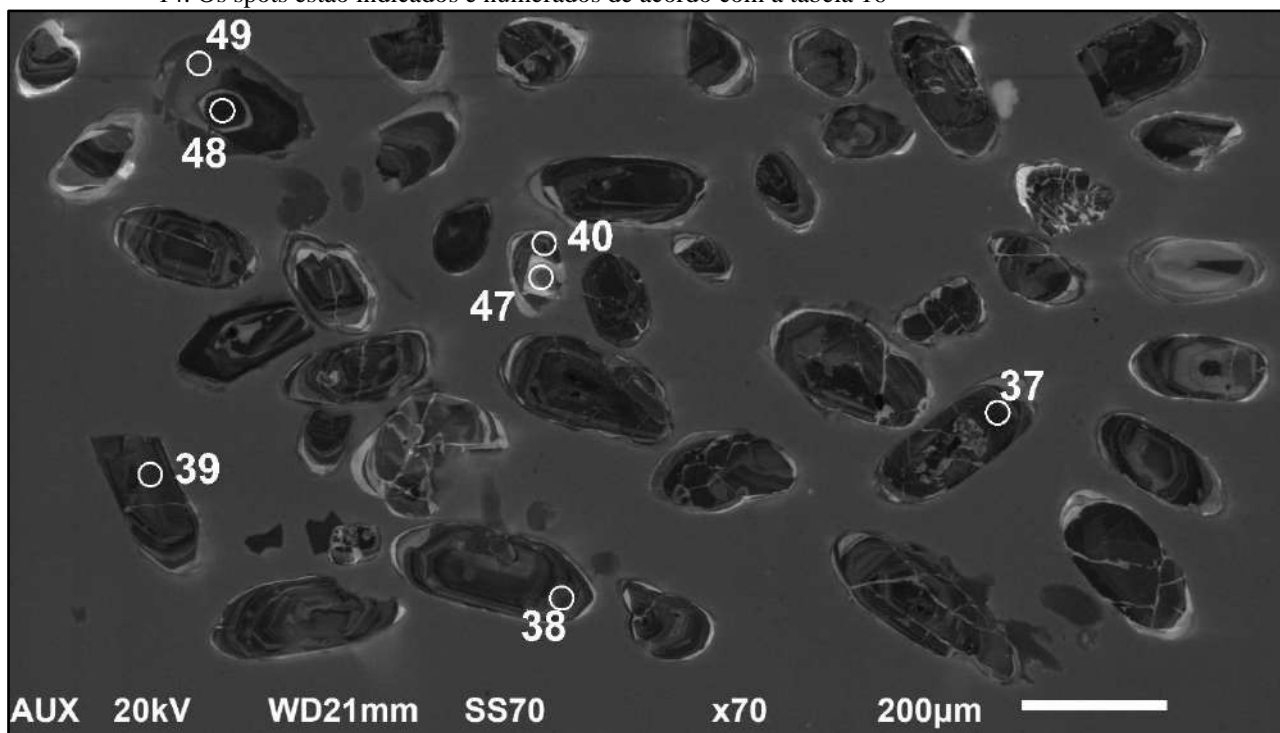
As idades relativas aos grãos de zircão pertencentes ao primeiro grupo foram interpretadas como heranças arqueanas, baseada no formato dos núcleos de alguns zircões e por este motivo não serão apresentados seus diagramas com idades concordantes ou retas de discórdia, todavia, para os dois outros grupos são apresentadas as idades calculadas e suas respectivas interpretações.

Figura 61 – Dispersão ao acaso dos grãos de zircão para a amostra MAJF 14



Fonte: O autor, 2018.

Figura 62 – Imagem de catodo luminescência para grãos de zircão datados relativos a montagem V da amostra MAJF 14. Os spots estão indicados e numerados de acordo com a tabela 16



Fonte: O autor, 2018

Tabela 16 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 14 - Ortogranulito charno-enderbítico

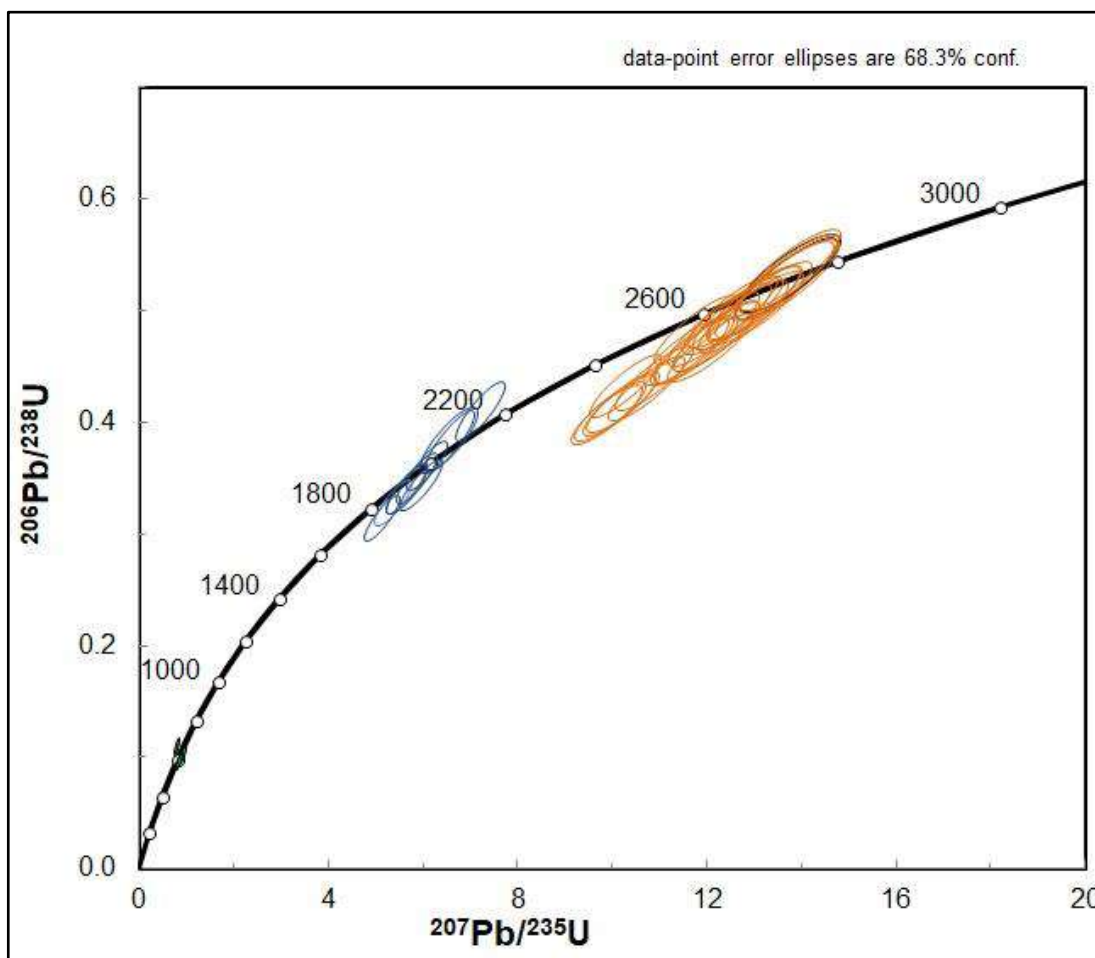
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						% Disc.
			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	
Zr_014_008	0.0000	0.78	13.1709	0.0118	0.5112	0.0115	0.1927	0.0024	2598	39	2693	20	2766	17	2
Zr_014_009	0.0000	1.12	10.6804	0.0097	0.4311	0.0095	0.1864	0.0023	2243	34	2497	19	2711	16	9
Zr_014_011	0.0200	0.36	10.1218	0.0094	0.4161	0.0091	0.1833	0.0023	2174	33	2447	19	2682	16	10
Zr_014_013	0.0000	0.56	11.6523	0.0104	0.4660	0.0102	0.1876	0.0023	2400	36	2578	19	2721	16	5
Zr_014_014	0.00	1.03	5.6159	0.0075	0.3413	0.0074	0.1252	0.0016	1820	28	1921	18	2031	18	4
Zr_014_015	0.00	0.96	6.5406	0.0090	0.3848	0.0089	0.1286	0.0017	2028	33	2053	19	2079	18	0
Zr_014_019	0.00	0.65	5.0932	0.0069	0.3157	0.0067	0.1232	0.0015	1695	27	1837	17	2003	17	6
Zr_014_020	0.0000	0.99	10.2415	0.0095	0.4332	0.0093	0.1779	0.0021	2252	33	2458	18	2633	16	7
Zr_014_028	0.0000	1.26	12.0375	0.0104	0.4684	0.0101	0.1928	0.0023	2410	36	2608	19	2766	16	6
Zr_014_030	0.0000	1.95	12.1181	0.0114	0.4844	0.0111	0.1875	0.0024	2481	39	2615	20	2720	17	4
Zr_014_033	0.0000	1.67	13.6394	0.0123	0.5299	0.0124	0.1923	0.0024	2677	44	2726	20	2762	16	0
Zr_014_035	0.0000	0.83	13.6130	0.0118	0.5287	0.0116	0.1924	0.0024	2672	39	2724	19	2763	17	0
Zr_014_038	0.0000	0.50	11.5323	0.0103	0.4645	0.0100	0.1863	0.0025	2393	35	2568	19	2710	18	5
Zr_014_039	0.0000	0.63	10.8574	0.0098	0.4405	0.0096	0.1853	0.0023	2285	34	2512	19	2701	16	8
Zr_014_040	0.0000	0.96	13.0022	0.0111	0.5038	0.0109	0.1932	0.0025	2565	37	2681	19	2769	17	3
Zr_014_048	0.00	1.04	6.0526	0.0076	0.3624	0.0074	0.1267	0.0016	1922	28	1986	17	2053	18	2
Zr_014_049	0.00	0.85	0.7996	0.0025	0.0960	0.0023	0.0604	0.0010	591	11	597	10	619	28	0
Zr_014_050	0.0000	1.83	13.7187	0.0120	0.5342	0.0117	0.1918	0.0028	2696	39	2732	20	2758	19	0
Zr_014_051	0.0000	0.94	12.3961	0.0109	0.4943	0.0106	0.1878	0.0024	2524	37	2636	19	2723	17	3
Zr_014_052	0.0000	0.61	12.9611	0.0113	0.5068	0.0110	0.1914	0.0024	2579	38	2678	19	2754	16	2
Zr_014_053	0.0000	0.88	11.7268	0.0106	0.4841	0.0104	0.1815	0.0022	2480	36	2584	19	2667	16	3
Zr_014_054	0.0000	0.80	10.2036	0.0093	0.4189	0.0090	0.1835	0.0023	2187	33	2455	19	2685	16	9
Zr_014_055	0.0000	0.86	0.8761	0.0025	0.1032	0.0024	0.0616	0.0009	633	11	639	10	659	26	0
Zr_014_056	0.0000	0.47	12.6109	0.0110	0.4985	0.0107	0.1894	0.0024	2543	37	2652	19	2737	16	3
Zr_014_058	0.05	0.77	5.9410	0.0075	0.3447	0.0073	0.1310	0.0016	1837	28	1969	17	2111	17	5

Tabela 16 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 14 - Ortogranulito charno-enderbítico - Continuação

Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						% Disc.
			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	
Zr_014_059	0.0000	2.31	12.1530	0.0105	0.4778	0.0103	0.1907	0.0024	2452	36	2617	19	2748	16	5
Zr_014_068	0.00	0.29	5.8344	0.0076	0.3510	0.0074	0.1263	0.0016	1868	28	1954	17	2046	18	3
Zr_014_069	0.0000	0.59	12.5256	0.0110	0.5008	0.0108	0.1872	0.0023	2553	37	2646	19	2718	16	2
Zr_014_070	0.0000	0.91	11.7300	0.0102	0.4655	0.0100	0.1891	0.0024	2397	35	2584	19	2734	17	6
Zr_014_072	0.00	0.86	7.1810	0.0088	0.4106	0.0087	0.1319	0.0016	2149	32	2136	18	2124	17	-2
Zr_014_073	0.00	1.08	6.5254	0.0100	0.3846	0.0097	0.1284	0.0022	2027	36	2051	22	2075	24	0
Zr_014_074	0.0000	1.36	13.7277	0.0124	0.5372	0.0121	0.1909	0.0025	2709	41	2732	20	2750	17	-1
Zr_014_075	0.0000	1.73	13.7032	0.0121	0.5343	0.0118	0.1916	0.0025	2696	40	2730	20	2756	17	0
Zr_014_076	0.0000	1.12	12.0646	0.0107	0.4817	0.0104	0.1877	0.0024	2469	36	2611	19	2722	17	4
Zr_014_077	0.00	0.10	5.3234	0.0069	0.3286	0.0067	0.1235	0.0017	1758	26	1875	17	2007	19	5
Zr_014_080	0.0000	0.09	0.8127	0.0023	0.0973	0.0022	0.0606	0.0008	599	10	604	9	624	22	0
Zr_014_087	0.0851	2.17	13.0068	0.0112	0.5090	0.0110	0.1912	0.0024	2588	37	2680	19	2751	17	2
Zr_014_089	0.0000	0.69	12.7359	0.0109	0.4961	0.0106	0.1922	0.0025	2532	37	2661	19	2761	17	3
Zr_014_090	0.00	1.25	5.6112	0.0074	0.3412	0.0072	0.1251	0.0018	1820	28	1920	18	2030	21	4
Zr_014_091	0.0600	0.69	13.6682	0.0124	0.5285	0.0121	0.1933	0.0028	2671	41	2727	21	2769	19	0
Zr_014_092	0.0000	0.53	9.9102	0.0090	0.4102	0.0087	0.1821	0.0024	2147	32	2428	19	2672	17	10
Zr_014_093	0.0000	1.89	0.7868	0.0023	0.0955	0.0022	0.1938	0.0025	2606	38	2702	19	2774	17	2
Zr_014_094	0.0000	0.04	0.7718	0.0023	0.1105	0.0022	0.0598	0.0008	588	10	589	9	596	24	0
Zr_014_097	0.0000	0.02	0.8153	0.0024	0.0977	0.0022	0.0606	0.0009	601	10	605	10	623	25	0
Zr_014_098	0.0000	1.09	9.8463	0.0090	0.4076	0.0087	0.1822	0.0023	2135	32	2422	19	2673	17	10
Zr_014_100	0.0000	0.36	8.9645	0.0093	0.4278	0.0091	0.1578	0.0020	2228	33	2336	18	2432	17	3

Fonte: O autor, 2018.

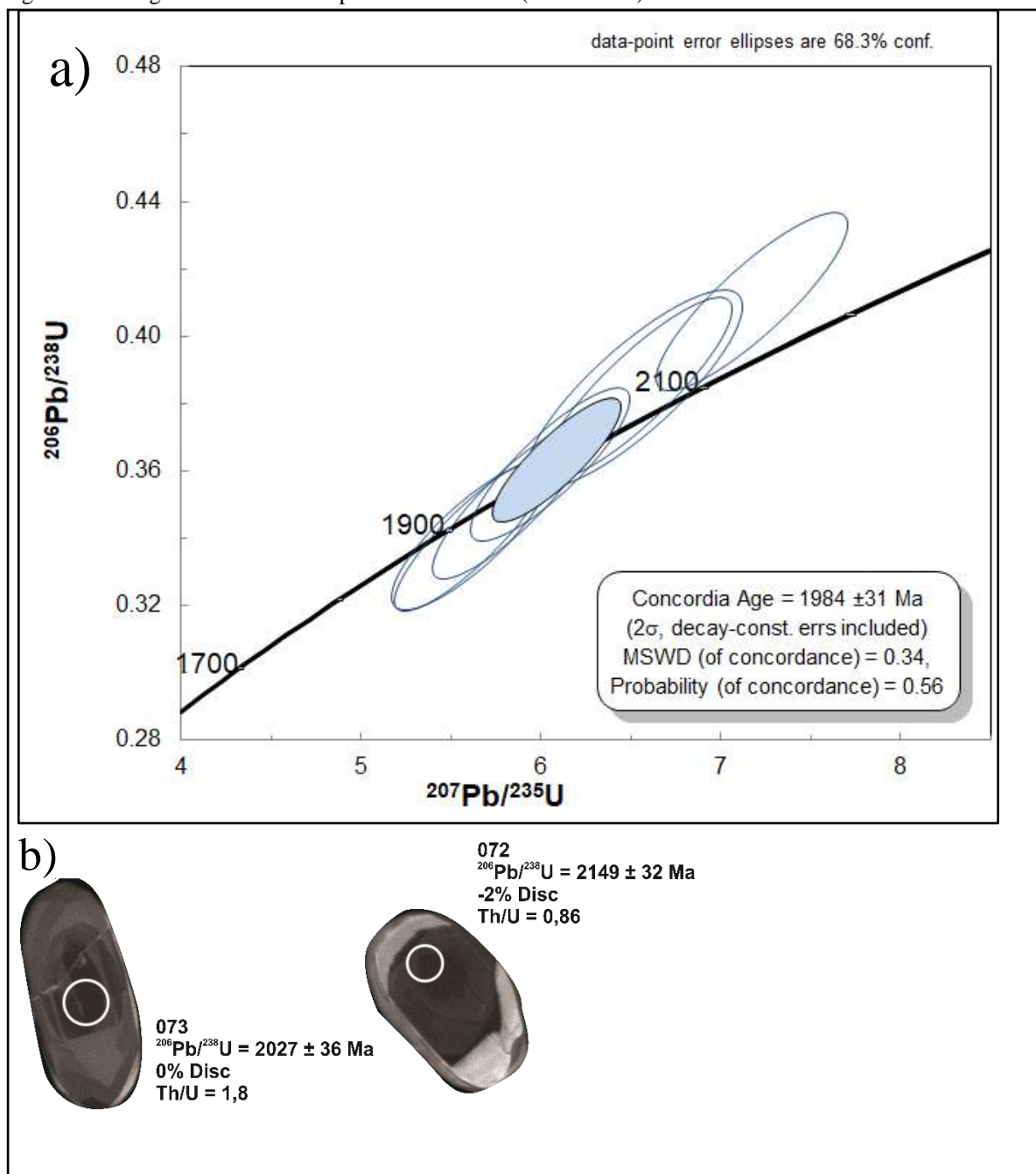
Figura 63 – Diagrama de concórdia com toda a população de grãos de zircão



Fonte: O autor, 2018.

Foi gerado um diagrama de concórdia para o segundo grupo, representado pelas elipses azuis, a partir de um total de 10 grãos. Foram considerados valores de discordância entre -2 e 6 para o cálculo da idade concordante (Figura 64 a). Desta forma a idade obtida foi de 1984 ± 31 Ma, com valores de regressão equivalentes a 0,34. Alguns grãos individuais apresentam importantes informações acerca das idades calculadas, o grão 073 (Figura 64 b) com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ equivalente a 2027 ± 36 Ma está dentro do intervalo de erro para o valor concordante calculado. A idade concordante de 1984 ± 31 Ma foi interpretada como idade de cristalização do protólito do ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio K representado pela amostra MAJF 16.

Figura 64 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 14



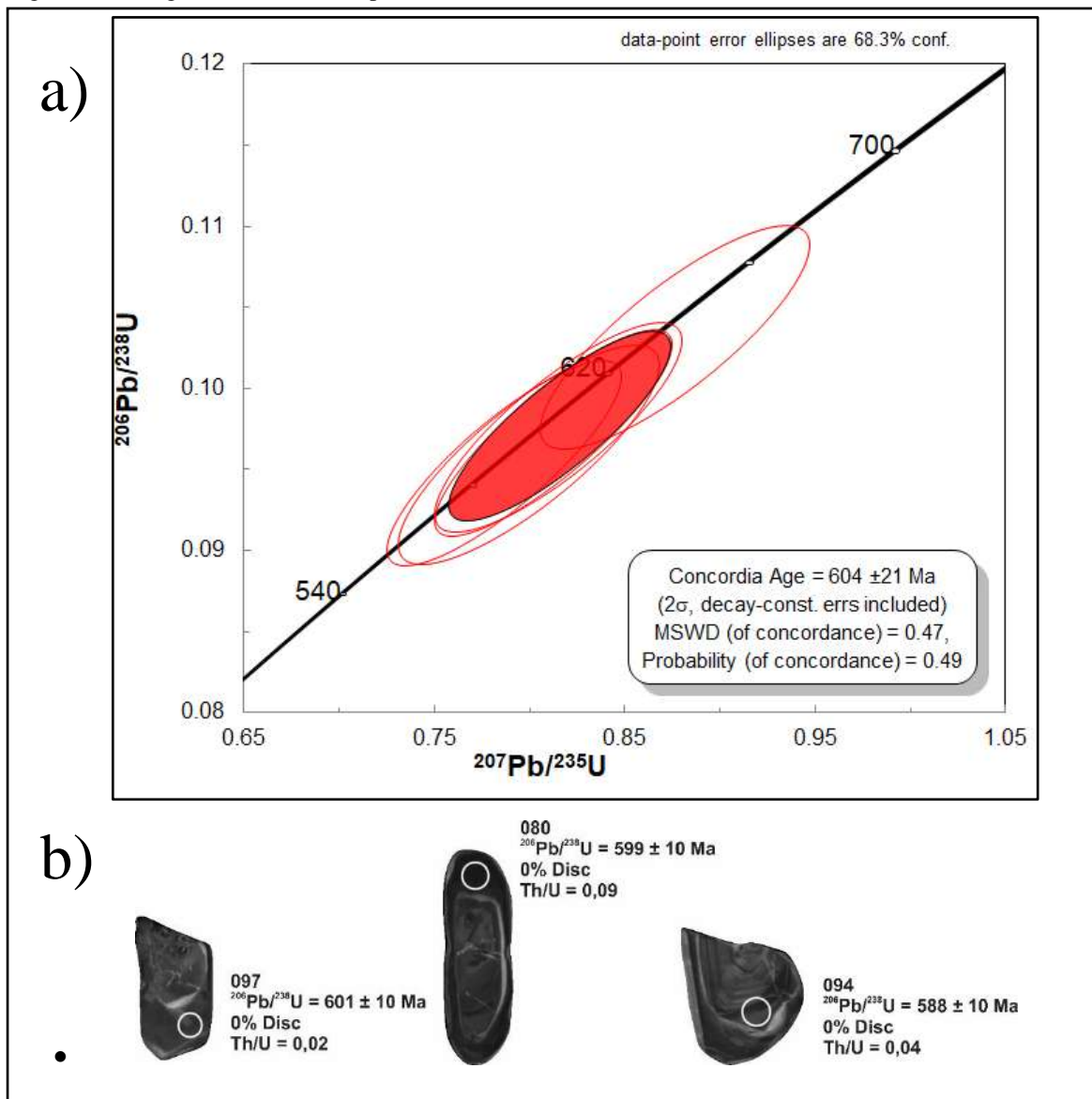
Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito charno-enderbítico do Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência dos grãos de zircão 073 e 072 utilizados para o cálculo da idade concordante.

Fonte: O autor, 2018.

Um terceiro diagrama de concórdia foi gerado (Figura 65 a) para os grãos de zircão representados pelas elipses vermelhas. Um total de 5 grãos foram responsáveis pelo cálculo de idade concordante neoproterozoica em 604 ± 31 Ma. Dos 5 grãos responsáveis por esta idade, 3 estão representados na figura 65 b. Podemos observar que são 3 grãos alongados (dois deles fragmentados) com as extremidades arredondadas e núcleo individualizado. Podemos observar que as idades neoproterozoicas obtidas se referem aos spots localizados na borda dos grãos de

zircão. A idade de 604 ± 21 Ma foi interpretada como idade de metamorfismo. Tal idade se relaciona com o evento termal ocorrido na consolidação do Orógeno Ribeira no final do evento Brasileiro.

Figura 65 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 14



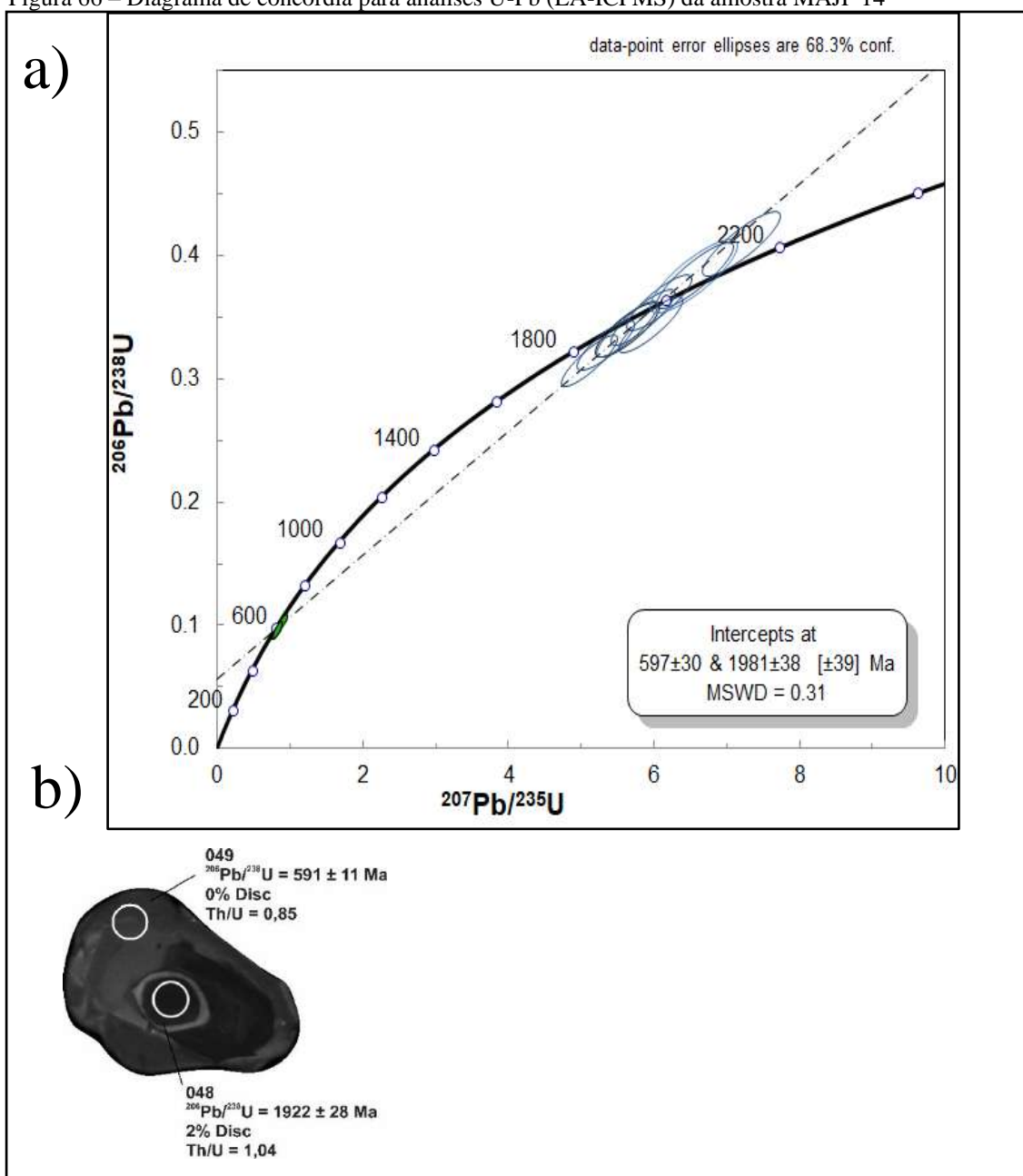
Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito charno-enderbítico do Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência dos grãos de zircão 097, 080 e 094 utilizados para o cálculo da idade.

Fonte: O autor, 2018.

O quarto e último diagrama de concórdia (Figura 66) foi gerado a partir dos dois grupos previamente expostos: os grãos de zircão que forneceram idades concordantes em 1984 ± 31 Ma e aqueles que forneceram idades concordantes em 604 ± 31 Ma. Uma reta de discórdia foi determinada e seu intercepto superior foi calculado em 1987 ± 31 enquanto o intercepto inferior foi calculado em 597 ± 30 . O grão de zircão mostrado na figura 65 b exibe idade

paleoproterozoica referente ao spot posicionado no seu núcleo, com valor de 1922 ± 28 Ma e idade neoproterozoica referente ao spot posicionado em sua borda, com valor de 591 ± 11 Ma. Ambas idades estão dentro do erro da idade concordante calculada e apresentada na figura 66 a.

Figura 66 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 14



Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito charno-enderbítico do Complexo Juiz de Fora e
 b) Imagens de catodo luminescência do grão de zircão com idades de núcleo e borda.

Fonte: O autor, 2018.

5.2.2 Grupo III – Ortogranulito enderbítico

5.2.2.1 Amostra MAJF 26

A amostragem da rocha aqui apresentada foi realizada em corte de estrada (Figura 67) na rodovia MG 3070, Km 05, em Silveira lobo, distrito do município de Santana do Deserto. Neste ponto a rocha apresentava-se pouco intemperizada, com capa de alteração delgada de coloração cinza escura e mantendo todas suas características originais. Trata-se de um ortogranulito enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio K pertencente ao grupo III (fracionamento moderado e anomalia negativa de európio), de caráter metaluminoso e com assinatura de arco vulcânico.

Figura 67 – Afloramento de onde foi coletada a amostra do ortogranulito enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio K para geocronologia (MAJF 26)



Fonte: O autor, 2018.

A montagem foi realizada a partir do procedimento de disposição ao acaso dos grãos de zircão. 75 grãos foram selecionados para datação e tal seleção foi realizada com o intuito de abranger a maior diversidade possível no que diz respeito à morfologia interna e externa. Existe uma diversificação na população de grãos de zircão e a grande parte deles encontra-se

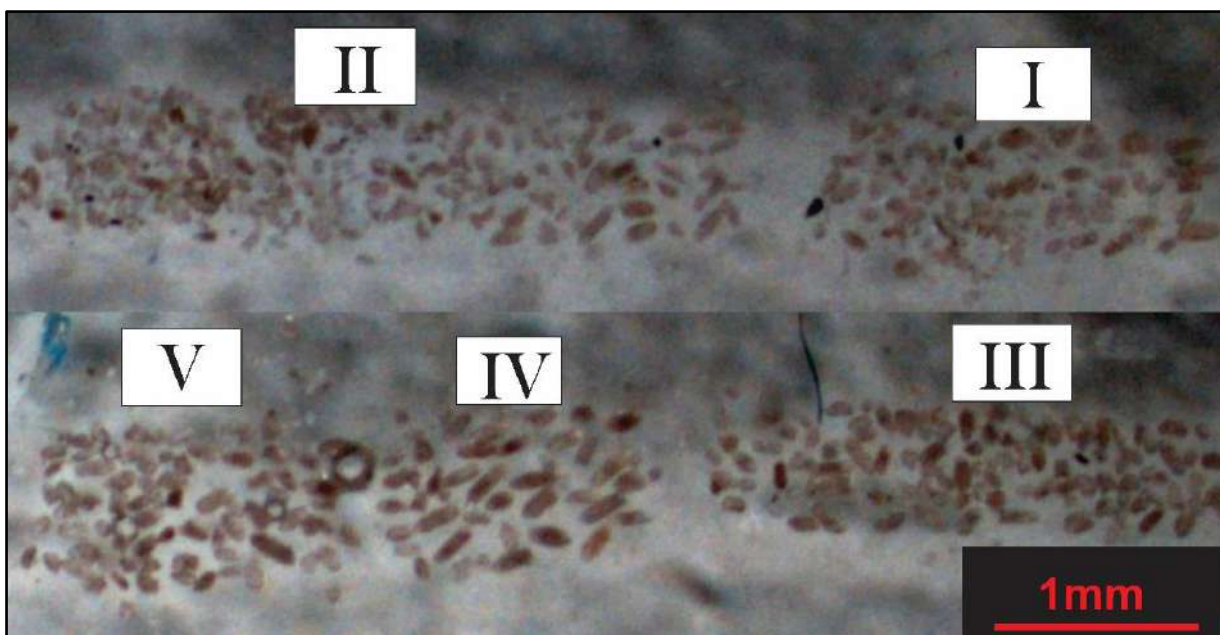
fragmentado (Figura 68). O conjunto de grãos é bastante heterogêneo, com grupos caracterizados por cristais subedrais, alongados, com razão comprimento/largura de 2:1, bordas arredondadas e tamanho variando entre 120 a 150 μm ; cristais anedrais arredondados de dimensões inferiores a 70 μm , com formas ovulares e razão comprimento/largura de 1:1 e alguns cristais com eudrais a subedrais, alongados, com bordas arredondadas e razão comprimento/largura 3:1 podemos ter dimensões superiores a 200 μm .

A figura 68 exhibe as montagens realizadas para os grãos de zircão relativos a amostra MAJF 26 e a imagem de catodo luminescência para a população de grãos correspondente a montagem II encontra-se na figura 69.

Os dados obtidos estão dispostos na tabela 17 e representados nos diagramas de concórdia (Figuras 70 a 73). O diagrama 70 mostra toda a população de grãos de zircão, a partir do qual é possível observar três grupos muito bem definidos. O primeiro grupo diz respeito aos grãos representados pelas elipses laranjas, com idades riacianas, o segundo grupo diz respeito aos grãos representados pelas elipses azuis, que possuem idades paleoproterozoicas orosirianas e o terceiro e último grupo diz respeito aos grãos representados pelas elipses verdes, com idades neoproterozoicas.

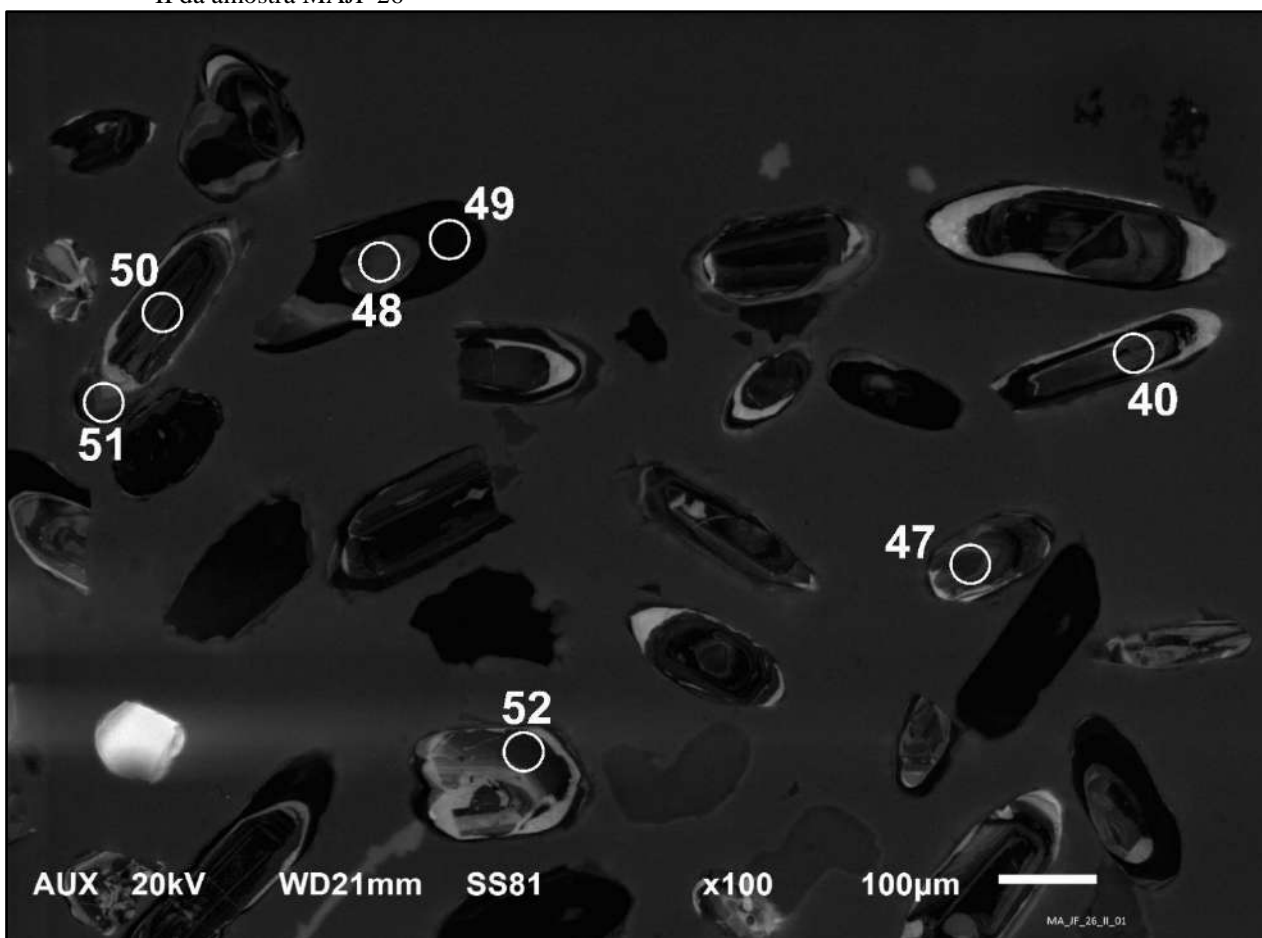
A partir das imagens de catodo luminescência, a exemplo da Figura 69, é possível observar a presença de núcleos herdados, como nos grãos referentes aos spots 47 e 52. Os núcleos correspondem a grãos levemente arredondados com zoneamento caótico. Destarte as idades relativas aos grãos de zircão pertencentes ao primeiro grupo foram interpretadas como heranças riacianas e por este motivo não serão apresentados seus diagramas com idades concordantes ou retas de discórdia, todavia, para os dois outros grupos são apresentadas as idades calculadas e suas respectivas interpretações.

Figura 68 – Dispersão ao acaso dos grãos de zircão para a amostra MAJF 26



Fonte: O autor, 2018.

Figura 69 – Imagem de catodo luminescência para grãos de zircão datados relativos a um subgrupo da montagem II da amostra MAJF 26



Fonte: O autor, 2018

Tabela 17 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra Amostra MAJF 26 - Ortogranulito enderbítico

		Razões isotópicas ^c							Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Disc.
Zr_026_007	0.0294	0.04	0.7825	0.0026	0.1151	0.0025	0.0493	0.0006	703	12	587	9	464	23	-20
Zr_026_008	0.0000	0.59	5.8404	0.0067	0.3082	0.0065	0.1374	0.0017	1732	25	1952	17	2195	17	11
Zr_026_009	0.0000	0.55	2.5702	0.0038	0.1698	0.0035	0.1098	0.0014	1011	16	1292	14	1796	18	22
Zr_026_010	0.0000	0.25	0.7851	0.0021	0.0939	0.0020	0.0606	0.0008	579	9	588	9	626	22	2
Zr_026_011	0.0077	0.52	4.1318	0.0051	0.2303	0.0048	0.1301	0.0018	1336	20	1664	16	2099	19	19
Zr_026_012	0.0000	0.04	0.8046	0.0021	0.0961	0.0020	0.0607	0.0008	592	9	599	9	628	21	1
Zr_026_013	0.0000	0.85	5.2898	0.0060	0.2795	0.0058	0.1373	0.0017	1589	23	1867	17	2193	17	15
Zr_026_014	0.0000	0.26	2.5498	0.0039	0.1776	0.0037	0.1041	0.0013	1054	16	1286	14	1698	18	18
Zr_026_015	0.0000	0.65	6.6583	0.0076	0.3488	0.0074	0.1384	0.0017	1929	28	2067	17	2208	17	7
Zr_026_016	1.0000	0.96	5.5357	0.0061	0.2897	0.0058	0.1386	0.0017	1640	25	1906	22	2210	30	14
Zr_026_017	0.0198	0.07	0.7905	0.0021	0.0952	0.0020	0.0602	0.0007	586	9	591	9	611	21	1
Zr_026_018	0.0000	0.05	0.9435	0.0026	0.1102	0.0024	0.0621	0.0010	674	11	675	11	678	26	0
Zr_026_019	0.0000	0.56	4.9337	0.0064	0.2657	0.0062	0.1347	0.0018	1519	25	1808	18	2160	19	16
Zr_026_020	0.0000	0.74	6.8847	0.0074	0.3448	0.0072	0.1448	0.0018	1910	28	2097	17	2285	17	9
Zr_026_027	0.0000	0.35	4.7512	0.0058	0.2664	0.0055	0.1294	0.0016	1523	23	1776	16	2089	17	14
Zr_026_028	1.2940	0.21	1.4443	0.0033	0.1227	0.0029	0.0854	0.0015	746	20	900	27	1298	66	17
Zr_026_029	0.0000	0.33	54.5295	0.0589	0.5907	0.0563	0.6695	0.0171	2992	185	4079	82	4667	29	27
Zr_026_030	0.0361	2.14	2.1006	0.0033	0.1517	0.0031	0.1005	0.0013	910	14	1149	13	1632	19	21
Zr_026_031	0.0000	0.69	9.4276	0.0093	0.4453	0.0091	0.1535	0.0020	2374	33	2381	18	2386	17	0
Zr_026_032	0.0393	0.07	1.6618	0.0031	0.1408	0.0030	0.0856	0.0011	849	13	994	12	1328	19	14
Zr_026_033	0.0859	0.00	0.8053	0.0022	0.0971	0.0021	0.0602	0.0008	597	10	599	9	607	25	0
Zr_026_034	0.0000	0.44	4.0860	0.0053	0.2398	0.0051	0.1236	0.0015	1385	21	1652	16	2009	17	16
Zr_026_035	0.0745	0.35	2.5004	0.0037	0.1653	0.0035	0.1097	0.0014	986	15	1272	14	1794	18	22
Zr_026_036	0.0689	0.47	7.5195	0.0088	0.3699	0.0086	0.1474	0.0020	2029	33	2175	19	2315	18	7
Zr_026_037	0.0092	0.14	3.7198	0.0052	0.2330	0.0050	0.1158	0.0015	1350	21	1576	16	1892	18	14

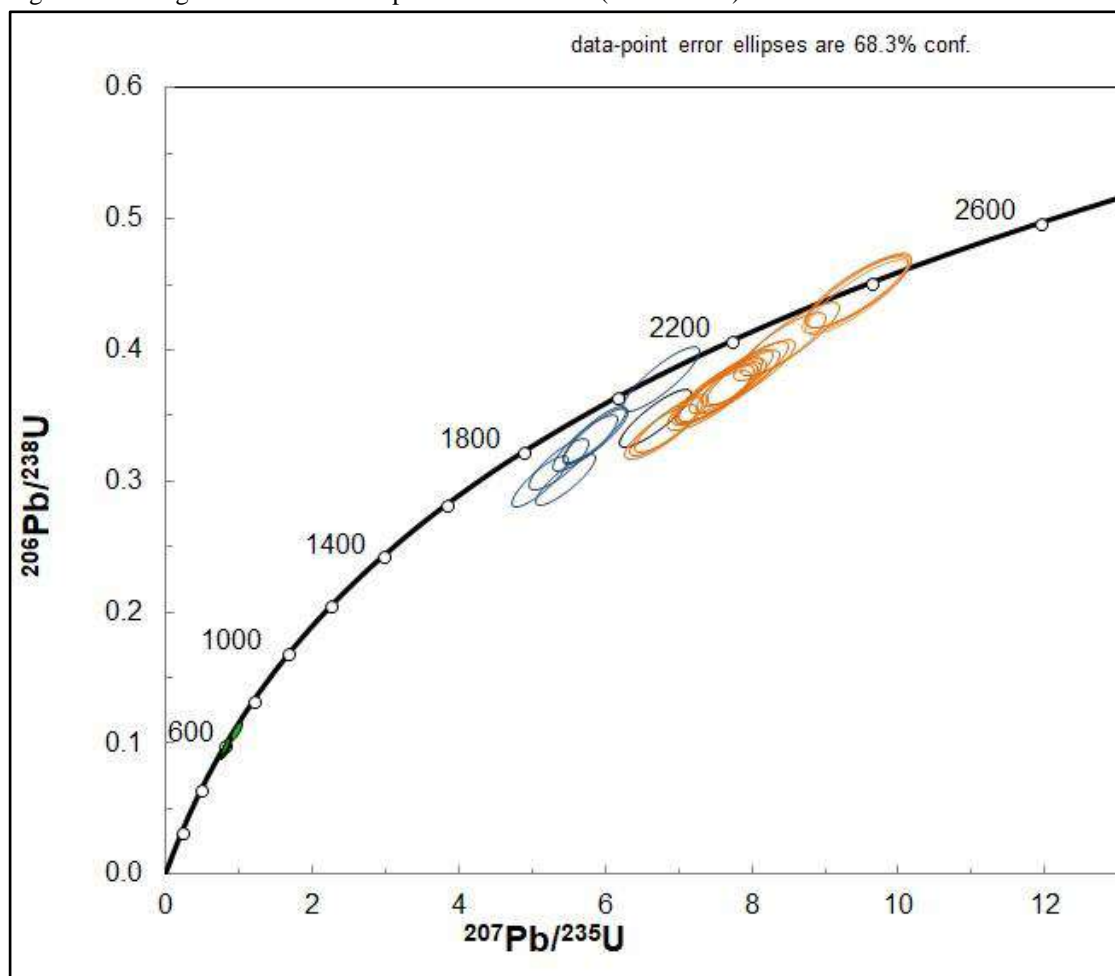
Tabela 17 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra Amostra MAJF 26 - Ortogranulito enderbítico (Continuação)

			Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Disc.
Zr_026_038	0.1597	0.19	0.9423	0.0033	0.0990	0.0027	0.0690	0.0019	609	13	673	15	895	46	10
Zr_026_039	0.0000	0.01	0.8131	0.0024	0.0982	0.0023	0.0600	0.0008	604	11	604	10	605	23	0
Zr_026_040	0.0226	1.86	2.9616	0.0041	0.1867	0.0038	0.1150	0.0014	1104	17	1398	15	1880	18	21
Zr_026_047	0.0554	0.65	6.8201	0.0074	0.3426	0.0072	0.1444	0.0018	1899	28	2088	17	2280	17	9
Zr_026_048	0.0000	0.16	5.8436	0.0073	0.3355	0.0071	0.1263	0.0016	1865	28	1953	17	2047	17	4
Zr_026_049	0.0000	0.08	0.7893	0.0021	0.0957	0.0019	0.0598	0.0009	589	9	591	9	596	25	0
Zr_026_050	0.0813	0.55	5.3844	0.0062	0.2818	0.0060	0.1386	0.0017	1600	24	1882	17	2208	17	15
Zr_026_051	0.0000	0.01	0.8047	0.0022	0.0969	0.0021	0.0602	0.0008	596	10	600	9	611	23	0
Zr_026_052	0.0000	0.61	7.4741	0.0077	0.3672	0.0074	0.1476	0.0019	2016	28	2170	17	2319	18	7
Zr_026_053	0.0000	0.84	6.7362	0.0085	0.3790	0.0083	0.1289	0.0016	2071	31	2077	18	2083	18	0
Zr_026_054	0.0000	0.38	4.3676	0.0058	0.2666	0.0056	0.1188	0.0015	1523	23	1706	16	1939	19	11
Zr_026_055	0.0000	0.28	2.5713	0.0040	0.1712	0.0037	0.1090	0.0014	1018	16	1293	15	1782	19	21
Zr_026_056	0.0000	0.69	5.1471	0.0061	0.2774	0.0059	0.1346	0.0017	1578	24	1844	17	2159	18	14
Zr_026_057	0.0720	0.64	9.4239	0.0102	0.4448	0.0101	0.1537	0.0020	2372	36	2380	19	2386	18	0
Zr_026_058	0.0000	0.63	6.7462	0.0072	0.3391	0.0069	0.1443	0.0019	1882	27	2079	17	2279	18	9
Zr_026_059	0.0721	0.54	4.1924	0.0056	0.2565	0.0054	0.1185	0.0015	1472	22	1672	16	1933	18	12
Zr_026_060	0.0000	0.77	9.4013	0.0096	0.4420	0.0094	0.1543	0.0019	2359	34	2378	18	2394	17	1
Zr_026_067	0.0000	0.43	5.8390	0.0072	0.3361	0.0071	0.1260	0.0016	1868	27	1952	17	2043	18	4
Zr_026_068	0.0000	1.24	7.7810	0.0081	0.3766	0.0079	0.1498	0.0019	2061	29	2206	18	2344	17	6
Zr_026_069	0.0000	0.89	7.5061	0.0080	0.3675	0.0078	0.1481	0.0019	2018	29	2174	18	2324	17	7
Zr_026_070	0.0000	0.11	2.1412	0.0035	0.1604	0.0033	0.0968	0.0013	959	15	1162	14	1564	19	17
Zr_026_071	0.0000	0.59	7.5462	0.0078	0.3695	0.0076	0.1481	0.0020	2027	28	2178	18	2324	18	7
Zr_026_072	0.0000	0.50	5.0393	0.0060	0.2687	0.0057	0.1360	0.0017	1534	23	1826	17	2177	17	16
Zr_026_073	0.0000	0.71	5.4385	0.0066	0.3018	0.0064	0.1307	0.0016	1700	25	1891	17	2107	17	10
Zr_026_074	0.0000	0.65	5.0915	0.0066	0.3006	0.0064	0.1228	0.0016	1694	25	1835	17	1998	18	8

Tabela 17 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra Amostra MAJF 26 - Ortogranulito enderbítico (Continuação)

			Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Disc.
Zr_026_075	0.0184	0.24	3.4878	0.0046	0.2099	0.0043	0.1205	0.0017	1228	18	1524	16	1963	20	19
Zr_026_076	1.0000	0.73	9.4518	0.0096	0.4460	0.0095	0.1537	0.0019	2377	35	2383	22	2388	28	0
Zr_026_077	0.0000	0.58	7.3861	0.0079	0.3628	0.0076	0.1477	0.0022	1995	29	2159	18	2319	20	7
Zr_026_078	0.0000	0.41	7.5715	0.0083	0.3703	0.0081	0.1483	0.0022	2031	30	2181	19	2326	20	7
Zr_026_079	1.0000	0.34	3.8693	0.0050	0.2246	0.0048	0.1249	0.0016	1306	23	1607	22	2028	34	19
Zr_026_080	1.0000	0.22	0.7900	0.0022	0.0970	0.0021	0.0591	0.0008	597	15	591	20	570	77	-4
Zr_026_087	0.0000	0.65	7.8771	0.0084	0.3827	0.0082	0.1493	0.0019	2089	31	2217	18	2338	17	6
Zr_026_088	0.0000	0.85	5.7029	0.0073	0.3307	0.0071	0.1251	0.0016	1842	28	1932	17	2030	18	5
Zr_026_089	0.0000	0.49	7.9599	0.0084	0.3845	0.0082	0.1502	0.0019	2097	31	2226	18	2348	17	6
Zr_026_090	0.0000	0.56	5.3423	0.0069	0.3139	0.0066	0.1234	0.0018	1760	26	1876	18	2007	20	6
Zr_026_091	0.0000	0.00	58.0800	0.0446	0.5381	0.0404	0.7828	0.0187	2776	137	4142	65	4891	27	33
Zr_026_092	0.0355	0.01	0.7885	0.0022	0.0961	0.0021	0.0595	0.0008	592	10	590	9	585	23	0
Zr_026_093	0.0908	0.50	9.4452	0.0096	0.4460	0.0093	0.1536	0.0022	2377	33	2381	19	2385	19	0
Zr_026_094	0.0000	0.86	5.8251	0.0066	0.3004	0.0064	0.1406	0.0018	1693	25	1950	17	2235	18	13
Zr_026_095	0.0000	1.00	7.6991	0.0082	0.3769	0.0080	0.1481	0.0019	2062	30	2196	18	2325	17	6
Zr_026_096	0.0264	0.03	0.8044	0.0022	0.0993	0.0021	0.0588	0.0007	610	10	599	9	557	22	-2
Zr_026_097	0.0000	0.43	4.4982	0.0058	0.2500	0.0055	0.1305	0.0017	1439	23	1734	17	2104	19	17
Zr_026_098	0.0000	0.60	8.4965	0.0095	0.4098	0.0093	0.1504	0.0020	2214	34	2286	19	2350	18	3
Zr_026_099	0.0055	0.68	5.4904	0.0064	0.2878	0.0062	0.1384	0.0018	1630	25	1899	17	2207	18	14
Zr_026_100	0.0000	0.66	8.3590	0.0089	0.4034	0.0087	0.1503	0.0019	2185	32	2271	18	2349	18	4
Zr_026_107	0.0716	0.11	2.7761	0.0049	0.1876	0.0046	0.1073	0.0017	1108	20	1349	18	1753	23	18
Zr_026_108	0.0567	0.57	3.6427	0.0053	0.2138	0.0050	0.1236	0.0018	1249	21	1558	18	2008	20	20
Zr_026_109	0.0110	0.32	2.7305	0.0040	0.1773	0.0037	0.1117	0.0015	1052	16	1337	15	1827	19	21
Zr_026_110	0.0000	0.13	2.7515	0.0044	0.1915	0.0042	0.1042	0.0014	1129	18	1343	15	1701	19	16
Zr_026_111	0.0081	0.00	0.8014	0.0026	0.1195	0.0026	0.0486	0.0006	728	12	598	9	130	24	-22

Figura 70 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 26

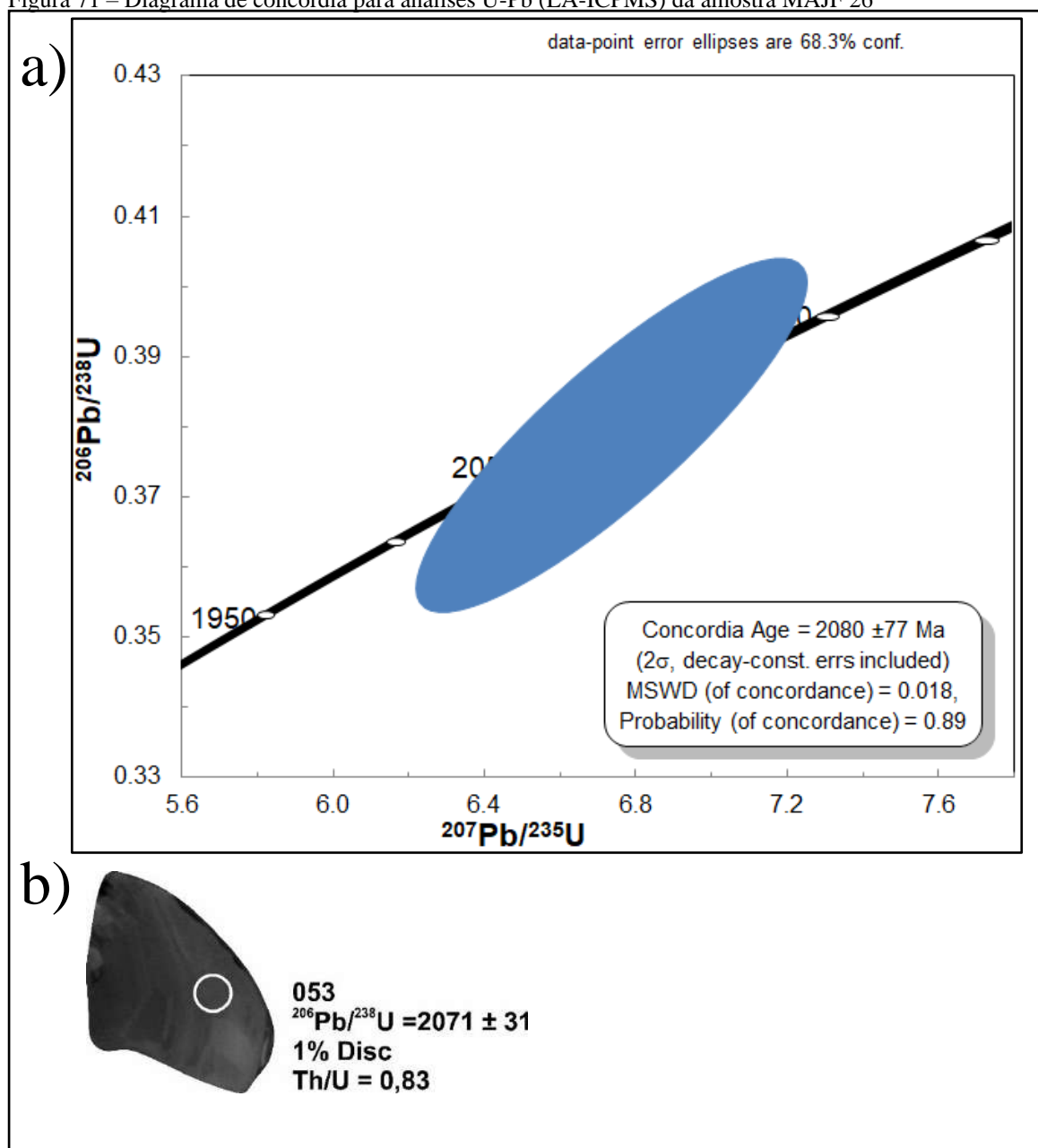


Fonte: O autor, 2018.

Para o cálculo das idades foram desconsiderados os grãos de zircão com valores de discordância inferiores a 0 e superiores a 8. Foi gerado um diagrama de concórdia com valor concordante para o segundo grupo, representado pelas elipses azuis, com apenas um grão concordante (Figura 71). Desta forma a idade obtida foi de 2080 ± 77 Ma, com valores de regressão equivalentes a 0,018. Este grão está representado na figura 70 b e o spot referente a idade obtida é o de número 53, com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ equivalente a 2071 ± 31 Ma e razão Th/U de 0,83.

Um terceiro diagrama de concórdia foi gerado (Figura 72) para os grãos de zircão representados pelas elipses vermelhas. Um total de 9 grãos foram responsáveis pelo cálculo de idade concordante neoproterozoica em 595 ± 15 Ma.

Figura 71 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 26



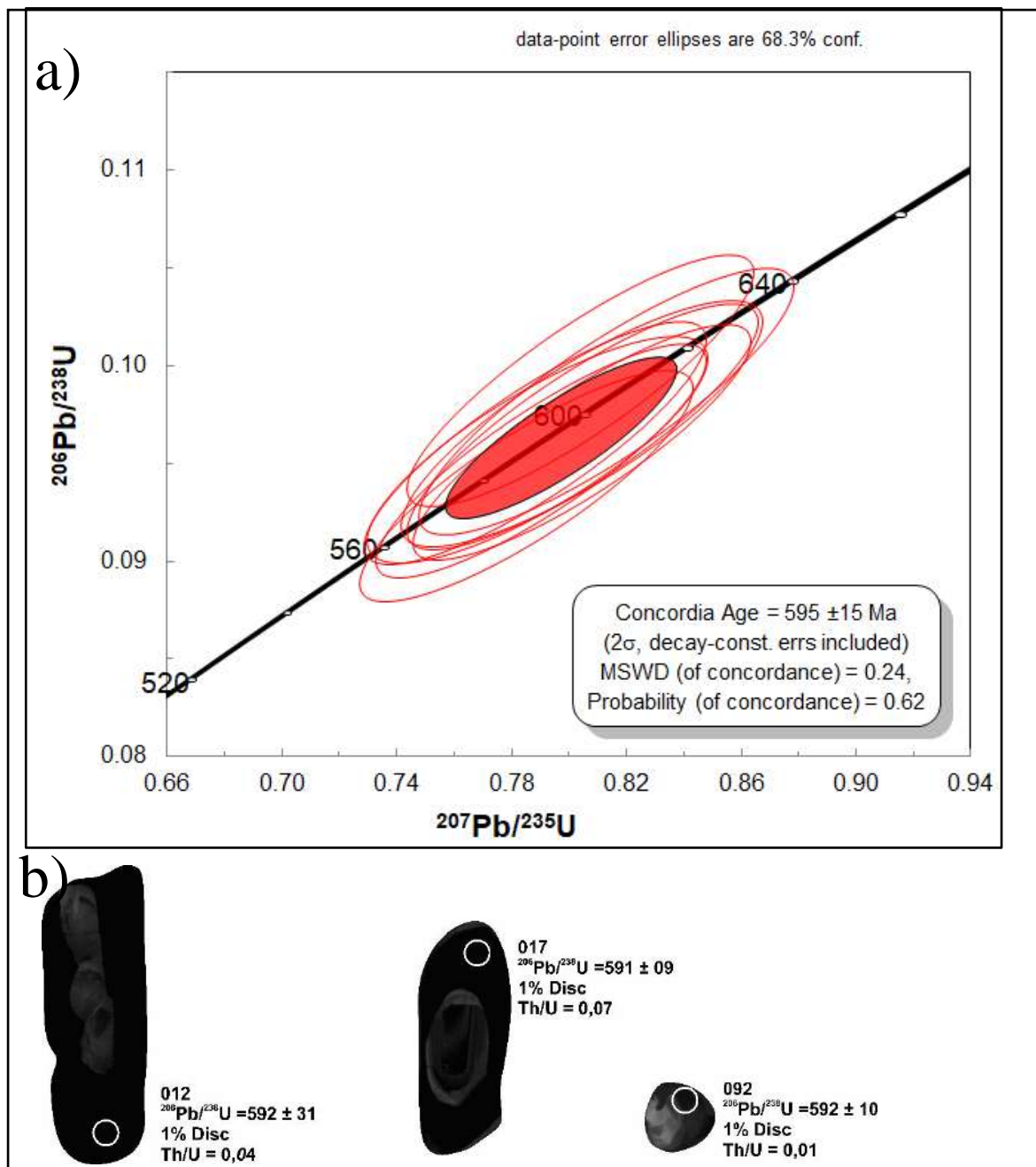
Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito enderbítico do Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência do grão de zircão 053.

Fonte: O autor, 2018.

Dos 9 grãos responsáveis por esta idade, 3 estão representados na figura 72 b. Podemos observar que duas idades foram obtidas a partir da borda de grãos (spots 012 e 017) alongados com extremidades arredondadas e uma idade foi obtida a partir de um grão (spot 092) arredondado, anedral com estrutura interna complexa e zoneamento do tipo “fir tree”, que, segundo Corfu et al. (2003), são grãos de zircão típicos de rochas que foram submetidas a metamorfismo de alto grau, como é o caso dos ortogranulitos. Tais idades são concordantes com aquela calculada e apresentada no diagrama de concórdia da Figura 72 a. Esta idade foi

interpretada como idade do evento metamórfico ao qual o protólito do ortogranulito enderbítico foi submetido. Tal idade está em conformidade com as idades do metamorfismo relacionado ao evento tectônico brasileiro.

Figura 72– Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 26



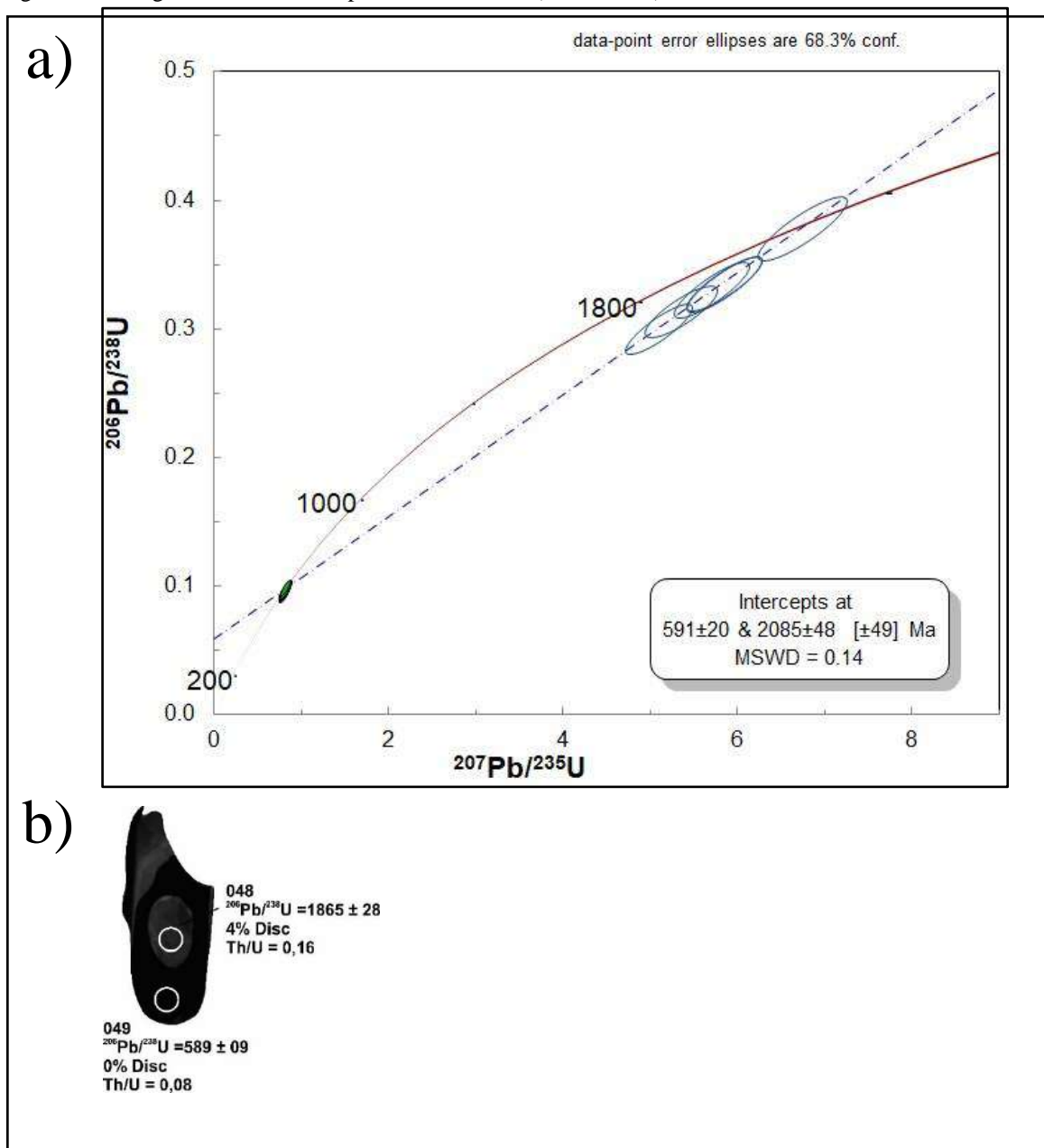
Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito enderbítico do Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência de parte dos grãos de zircão responsáveis pelo cálculo da idade.

Fonte: O autor, 2018

O quarto e último diagrama de concórdia (Figura 73a) foi gerado a partir de grãos com valores discordantes entre 0 e 8, e com isso foi possível gerar uma reta discórdia com intercepto

superior em 2085 ± 48 Ma e intercepto inferior em 591 ± 20 . É possível constatar que tais interceptos estão dentro do erro dos valores concordantes encontrado para os grãos de zircão dos dois grupos previamente expostos. Neste sentido, a idade paleoproterozoica de 2085 ± 48 Ma foi interpretada como idade de cristalização do protólito da rocha estudada e a idade neoproterozoica 591 ± 20 Ma foi interpretada como idade de metamorfismo.

Figura 73 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 26



Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito enderbítico do Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência do grão com idades geradas referentes aos spots no núcleo e na borda

Fonte: O autor, 2018.

5.3 Série cálcio alcalina de alto K

5.3.1 Grupo V – Ortogranulito charno-enderbítico

5.3.1.1 Amostra MAJF 16

A amostragem do ortogranulito charno-enderbítico representado pela amostra MAJF 16 (Figura 74) foi realizada em estrada sem nome localizada entre os municípios de Santana do Deserto e Sarandira, num afloramento do tipo corte de estrada. Neste ponto a rocha apresentava-se com moderado grau de intemperismo, com capa de alteração ocre e apesar de suas características texturais estarem preservadas já havia minerais de alteração supergênica em sua composição. Trata-se de um ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de alto potássio pertencente ao grupo V (fracionamento alto, com razão $[La/Yb]_n$ superior a 53,54 e anomalia negativa de európio), de caráter metaluminoso e com assinatura de arco vulcânico.

Figura 74 – Aspectos do afloramento de onde foi coletada a amostra para geocronologia (MAJF 16)



Fonte: O autor, 2018.

A montagem foi realizada a partir do procedimento de disposição ao acaso dos grãos de zircão. 75 grãos foram selecionados para datação e tal seleção foi realizada com o intuito de abranger a maior diversidade possível no que diz respeito à morfologia interna e externa. Existe uma diversificação na população de grãos de zircão e a grande parte deles encontra-se fragmentado (Figura 75).

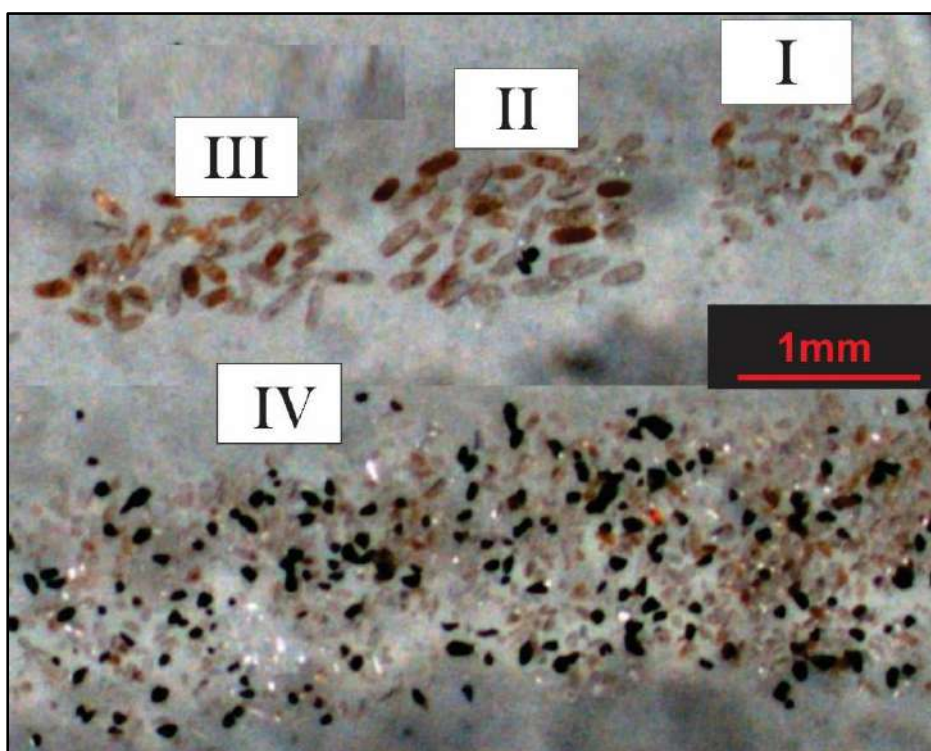
Assim como nas duas amostras previamente apresentadas, o conjunto de grãos é bastante heterogêneo, e pode ser dividido em, no mínimo, três grupos. O primeiro deles é o predominante e é caracterizado por cristais subedrais, alongados, com razão comprimento/largura de 2:1, bordas arredondadas e tamanho variando entre 120 a 200 μm ; O segundo é caracterizado por cristais alongados, de dimensão superior a 150 μm , subedrais, com bordas arredondadas e razão 3:1. E o terceiro e último grupo é caracterizado por cristais anedrais arredondados de dimensões inferiores a 100 μm .

A figura 75 exibe as montagens realizadas para os grãos de zircão relativos a amostra MAJF 26 e a imagem de catodo luminescência para a população de grãos correspondente a montagem I encontra-se na figura 76.

A partir das imagens de catodo luminescência, a exemplo da Figura 76, é possível observar a presença de alguns núcleos com zoneamento oscilatório preservado e bordas de crescimento que truncam a estruturação do núcleo zonado, sugerindo que borda e núcleo cresceram em fases diferentes. Alguns grãos de zircão mais arredondados possuem estruturação interna complexa, com zoneamento caótico e representam típicos grãos metamórficos.

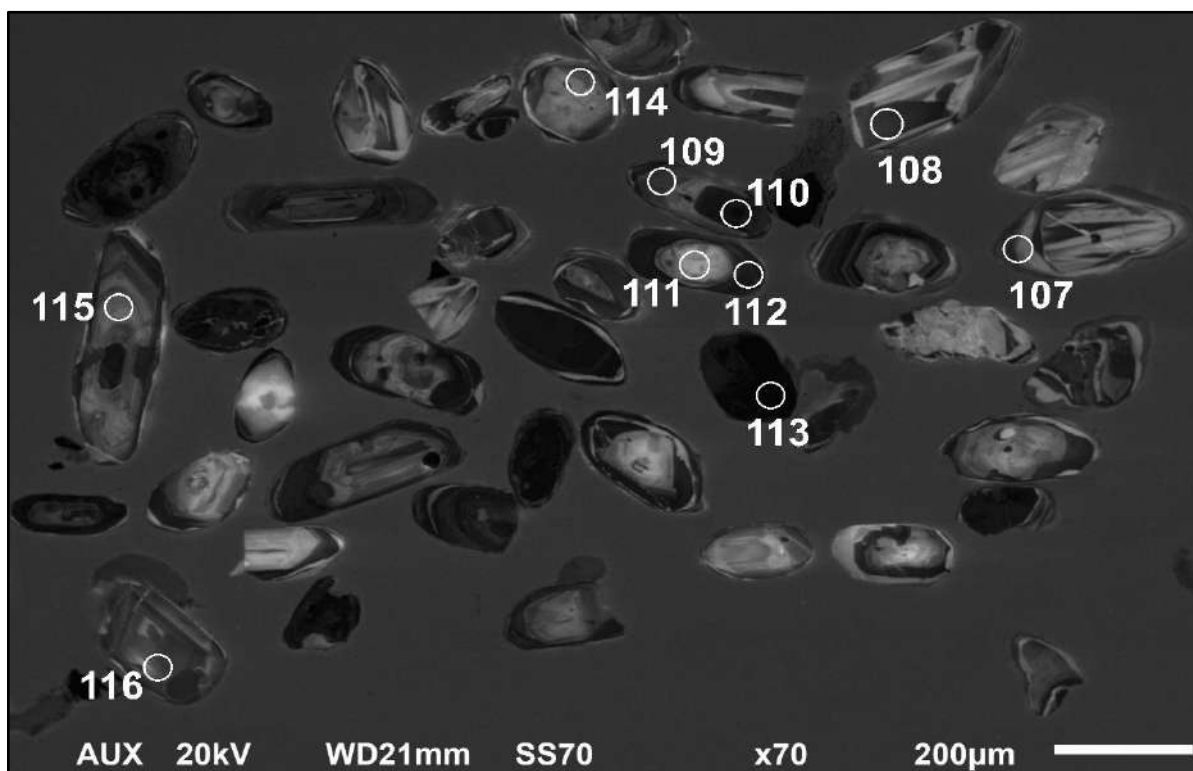
Os dados obtidos estão dispostos na tabela 18 e representados nos diagramas de concórdia (Figuras 77 a 80). O diagrama 77 mostra toda a população de grãos de zircão, a partir do qual é possível observar dois grupos muito bem definidos. O primeiro grupo diz respeito aos grãos representados pelas elipses azuis, com idades paleoproterozoicas, o segundo grupo diz respeito aos grãos representados pelas elipses vermelhas, que possuem idades neoproterozoicas.

Figura 75– Dispersão ao acaso dos grãos de zircão para a amostra MAJF 16



Fonte: O autor, 2018.

Figura 76 – Imagem de catodo luminescência para grãos de zircão relativos a montagem I da amostra MAJF 16



Fonte: O autor, 2018

Tabela 18 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 16 - Ortogranulito charno enderbítico

Tabela 18 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 16 - Ortogranulito charno enderbítico															
			Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Disc.
Zr_016_100	0.0795	1.21	0.7769	0.0023	0.0934	0.0021	0.0603	0.0010	576	10	583	10	613	29	1
Zr_016_107	0.0000	1.38	0.9392	0.0028	0.1059	0.0025	0.0643	0.0013	649	12	672	12	752	33	4
Zr_016_108	0.0000	0.66	5.6606	0.0085	0.3487	0.0083	0.1177	0.0018	1928	32	1925	20	1922	22	0
Zr_016_109	0.1834	0.95	5.4098	0.0077	0.3340	0.0076	0.1175	0.0017	1858	29	1885	49	1915	24	2
Zr_016_110	0.0000	0.23	5.0868	0.0072	0.3210	0.0070	0.1149	0.0016	1794	27	1834	18	1879	20	2
Zr_016_111	0.0000	1.83	5.3672	0.0083	0.3286	0.0080	0.1185	0.0020	1832	31	1880	20	1933	24	3
Zr_016_112	0.0000	0.36	0.7375	0.0025	0.0926	0.0023	0.0578	0.0011	571	11	561	11	521	32	-2
Zr_016_113	0.0363	0.37	0.7292	0.0025	0.0917	0.0023	0.0577	0.0010	566	11	556	10	516	31	-2
Zr_016_114	0.0000	1.81	5.6045	0.0083	0.3464	0.0081	0.1173	0.0018	1918	31	1917	19	1916	22	0
Zr_016_115	0.0000	1.20	6.0892	0.0083	0.3706	0.0081	0.1192	0.0016	2032	31	1989	18	1944	20	-2
Zr_016_116	0.0000	2.40	6.4696	0.0087	0.3870	0.0085	0.1212	0.0017	2109	32	2042	18	1975	20	-3
Zr_016_117	0.7610	4.48	5.6648	0.0094	0.3516	0.0088	0.1168	0.0024	1942	34	1919	26	1895	38	-1
Zr_016_118	0.0000	0.86	3.4942	0.0062	0.2349	0.0059	0.1079	0.0020	1360	25	1526	20	1764	27	11
Zr_016_119	0.0840	1.03	5.1440	0.0079	0.3227	0.0077	0.1156	0.0018	1803	30	1843	20	1888	23	2
Zr_016_120	0.0000	0.63	5.6435	0.0078	0.3483	0.0076	0.1175	0.0016	1926	29	1923	18	1919	19	0
Zr_016_127	0.0000	0.72	5.6864	0.0083	0.3495	0.0081	0.1180	0.0018	1932	31	1929	19	1926	22	0
Zr_016_128	0.0516	0.51	5.6716	0.0085	0.3497	0.0083	0.1176	0.0021	1933	32	1927	21	1919	26	0
Zr_016_129	0.0000	0.58	5.4574	0.0076	0.3368	0.0074	0.1175	0.0016	1871	29	1894	18	1919	20	1
Zr_016_130	0.0412	0.63	5.4486	0.0081	0.3356	0.0079	0.1178	0.0018	1865	31	1892	20	1922	22	2
Zr_016_131	0.0000	0.85	5.1599	0.0080	0.3208	0.0077	0.1167	0.0020	1794	30	1846	20	1906	24	3
Zr_016_132	0.0000	0.66	5.6424	0.0084	0.3499	0.0082	0.1170	0.0018	1934	31	1923	20	1910	22	0
Zr_016_133	0.0000	2.28	6.4276	0.0086	0.3721	0.0084	0.1253	0.0018	2039	32	2036	19	2033	20	0
Zr_016_134	0.0000	0.72	1.4034	0.0035	0.1286	0.0032	0.0791	0.0014	780	15	890	15	1175	29	12

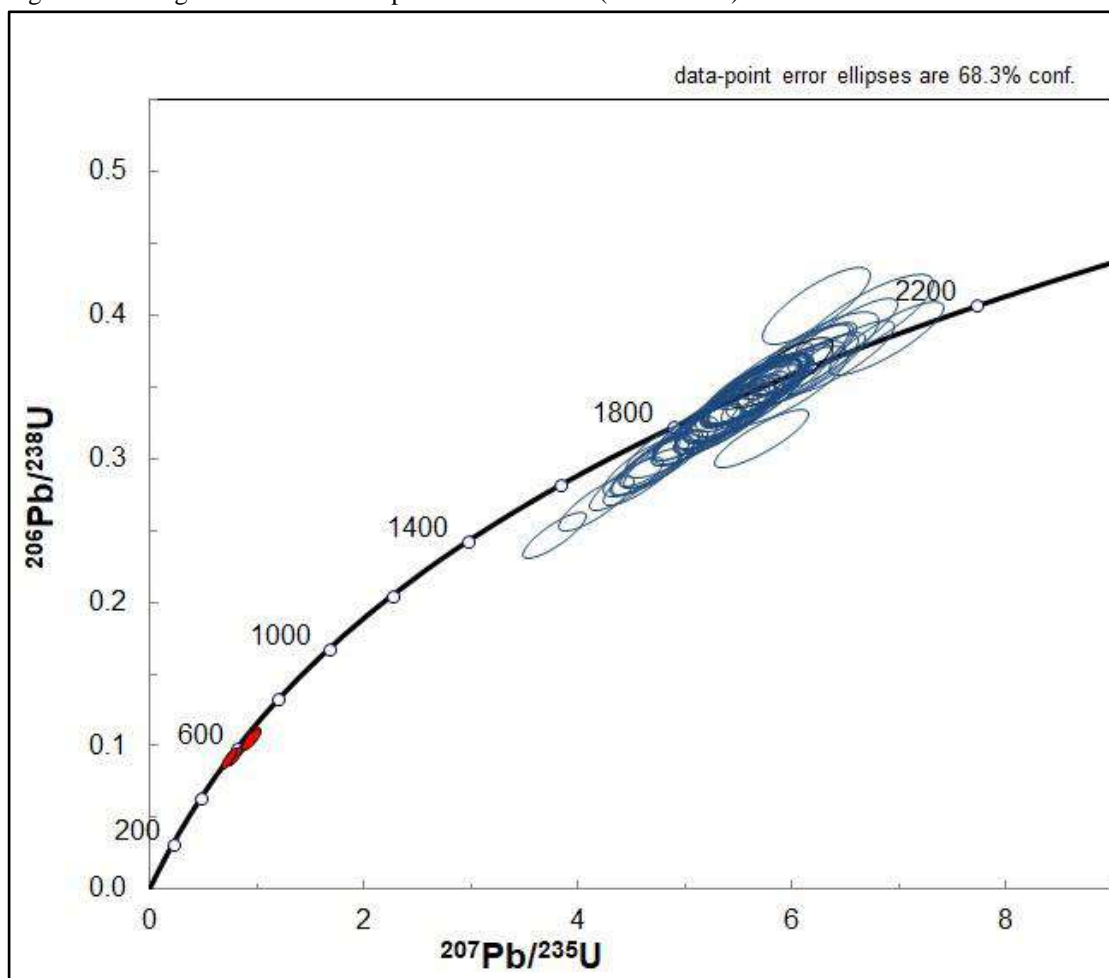
Tabela 18 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 16 - Ortogranulito charno enderbítico

		Razões isotópicas ^c							Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Disc.
Zr_016_135	0.0000	0.16	5.7042	0.0069	0.3149	0.0067	0.1314	0.0018	1765	26	1932	18	2116	19	9
Zr_016_136	0.0000	2.15	6.0920	0.0086	0.3710	0.0084	0.1191	0.0018	2034	32	1989	19	1942	21	-2
Zr_016_137	0.0000	2.02	3.4157	0.0062	0.2333	0.0059	0.1062	0.0019	1352	25	1508	20	1735	27	11
Zr_016_138	0.0000	0.21	4.8699	0.0073	0.3093	0.0070	0.1142	0.0022	1737	27	1797	20	1867	27	3
Zr_016_139	0.0000	2.47	6.1988	0.0098	0.3740	0.0095	0.1202	0.0024	2048	36	2004	23	1959	28	-2
Zr_016_140	0.0000	0.90	5.6262	0.0078	0.3469	0.0076	0.1176	0.0019	1920	29	1920	19	1920	23	0
Zr_016_147	0.0000	1.48	6.0226	0.0088	0.3686	0.0086	0.1185	0.0018	2023	33	1979	20	1934	22	-2
Zr_016_148	0.1042	0.89	5.3867	0.0084	0.3330	0.0082	0.1173	0.0020	1853	32	1882	24	1914	25	2
Zr_016_149	0.0000	1.90	5.9758	0.0084	0.3586	0.0082	0.1209	0.0019	1976	31	1972	20	1969	23	0
Zr_016_150	0.0000	1.36	5.7434	0.0079	0.3584	0.0077	0.1162	0.0016	1975	29	1938	18	1899	20	-2
Zr_016_151	0.0000	0.57	6.8767	0.0086	0.3852	0.0084	0.1295	0.0018	2101	31	2096	19	2091	20	0
Zr_016_152	0.0000	0.46	5.6303	0.0076	0.3477	0.0075	0.1175	0.0016	1923	29	1921	18	1918	19	0
Zr_016_153	0.0000	2.72	6.1677	0.0085	0.3636	0.0083	0.1230	0.0018	1999	31	2000	19	2000	21	0
Zr_016_154	0.0000	0.82	5.6344	0.0077	0.3483	0.0075	0.1173	0.0016	1926	29	1921	18	1916	20	0
Zr_016_155	0.5509	4.69	6.6577	0.0098	0.3978	0.0095	0.1214	0.0023	2159	36	2062	23	1967	32	-4
Zr_016_156	0.0000	1.63	5.0946	0.0075	0.3179	0.0073	0.1162	0.0017	1779	28	1835	19	1899	21	3
Zr_016_157	0.0000	2.03	6.6620	0.0106	0.3985	0.0104	0.1213	0.0023	2162	38	2068	23	1975	27	-4
Zr_016_158	0.0000	1.20	5.6573	0.0086	0.3488	0.0084	0.1177	0.0019	1929	32	1925	20	1921	23	0
Zr_016_159	0.0196	1.11	6.2205	0.0089	0.4074	0.0087	0.1107	0.0018	2203	32	2007	19	1811	23	-10
Zr_016_160	0.0337	2.35	5.6366	0.0086	0.3495	0.0084	0.1170	0.0020	1932	32	1921	20	1910	24	0
Zr_016_167	0.0000	0.76	5.3341	0.0077	0.3310	0.0075	0.1169	0.0018	1843	29	1874	19	1909	22	2
Zr_016_168	0.0000	0.47	5.6519	0.0085	0.3491	0.0083	0.1174	0.0019	1930	32	1924	20	1917	24	0

Zr_016_169	0.0000	0.43	1.3502	0.0030	0.1258	0.0028	0.0779	0.0014	764	13	868	12	1444	23	12
Zr_016_170	0.0000	0.34	5.6370	0.0083	0.3474	0.0080	0.1177	0.0022	1922	31	1922	21	1922	27	0
Tabela 18 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 16 - Ortogranulito charno enderbítico (Continuação)															
			Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Disc.
Zr_016_172	0.0254	0.19	4.7429	0.0067	0.3011	0.0065	0.1143	0.0016	1697	26	1775	18	1868	20	5
Zr_016_173	0.0000	34.37	88.5869	0.0694	0.7889	0.0669	0.8144	0.0183	3749	196	4564	73	4947	26	18
Zr_016_174	0.0000	0.55	2.8656	0.0051	0.2063	0.0048	0.1008	0.0016	1209	21	1373	17	1638	24	12
Zr_016_175	0.1463	1.48	5.6428	0.0084	0.3459	0.0082	0.1183	0.0024	1915	34	1921	24	1928	26	1
Zr_016_176	0.0000	1.08	5.6690	0.0084	0.3504	0.0081	0.1174	0.0023	1936	31	1927	21	1916	28	0
Zr_016_177	0.0000	1.63	4.6542	0.0066	0.2954	0.0064	0.1143	0.0016	1668	26	1759	17	1869	20	5
Zr_016_178	0.2366	2.56	5.6792	0.0093	0.3508	0.0094	0.1174	0.0022	1938	35	1926	23	1913	28	0
Zr_016_179	0.5370	1.41	5.5977	0.0082	0.3431	0.0080	0.1183	0.0019	1902	34	1911	24	1921	28	1
Zr_016_180	0.0000	1.87	5.8745	0.0085	0.3550	0.0083	0.1200	0.0019	1958	32	1957	20	1957	22	0
Zr_016_187	0.0000	2.37	5.4902	0.0083	0.3368	0.0081	0.1182	0.0019	1871	31	1899	19	1929	23	1
Zr_016_188	0.0000	0.79	4.1550	0.0065	0.2697	0.0063	0.1117	0.0017	1539	29	1665	18	1828	23	7
Zr_016_189	0.0000	1.94	5.1085	0.0074	0.3177	0.0072	0.1166	0.0018	1779	36	1838	23	1905	22	3
Zr_016_190	0.2858	1.64	6.4800	0.0100	0.3923	0.0097	0.1198	0.0025	2133	28	2041	49	1948	34	-5
Zr_016_191	0.0000	0.67	4.7727	0.0069	0.3008	0.0067	0.1151	0.0017	1695	38	1780	23	1881	21	5
Zr_016_192	0.0000	2.25	4.8094	0.0070	0.3011	0.0068	0.1159	0.0017	1697	32	1787	20	1893	21	5
Zr_016_193	0.0000	1.94	5.3748	0.0082	0.3289	0.0080	0.1185	0.0020	1833	32	1881	19	1934	24	2
Zr_016_194	0.0000	0.41	3.3080	0.0052	0.2253	0.0049	0.1065	0.0015	1310	32	1483	20	1740	21	12
Zr_016_195	0.0000	0.66	4.4446	0.0064	0.2830	0.0062	0.1139	0.0016	1607	9	1721	9	1862	20	6
Zr_016_196	0.0000	0.39	5.3431	0.0073	0.3285	0.0071	0.1180	0.0017	1831	9	1876	9	1925	20	2
Zr_016_197	0.0000	1.79	5.3809	0.0083	0.3291	0.0080	0.1186	0.0020	1834	11	1882	10	1935	24	2
Zr_016_198	0.0000	1.19	5.5695	0.0086	0.3409	0.0083	0.1185	0.0023	1891	11	1911	11	1934	27	1
Zr_016_199	0.0618	0.13	2.2741	0.0041	0.1704	0.0038	0.0968	0.0017	1014	6	1204	6	1562	26	16
Zr_016_200	0.0000	1.47	4.7101	0.0072	0.2972	0.0070	0.1149	0.0019	1677	6	1769	6	1879	23	5

Zr_016_207	0.0000	0.53	3.7660	0.0057	0.2476	0.0055	0.1103	0.0016	1426	196	1586	73	1805	21	10
Zr_016_208	0.2934	1.94	5.9160	0.0095	0.3550	0.0093	0.1209	0.0023	1958	24	1961	17	1964	29	0
Tabela 18 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 16 - Ortogranulito charno enderbítico (Continuação)															
			Razões isotópicas^c						Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Disc.
Zr_016_209	0.3432	1.33	2.6569	0.0046	0.1885	0.0043	0.1022	0.0016	1113	31	1314	21	1658	26	15
Zr_016_210	0.0259	0.60	4.7351	0.0088	0.3899	0.0087	0.0881	0.0013	2123	31	1773	21	1384	22	-20

Figura 77 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 14

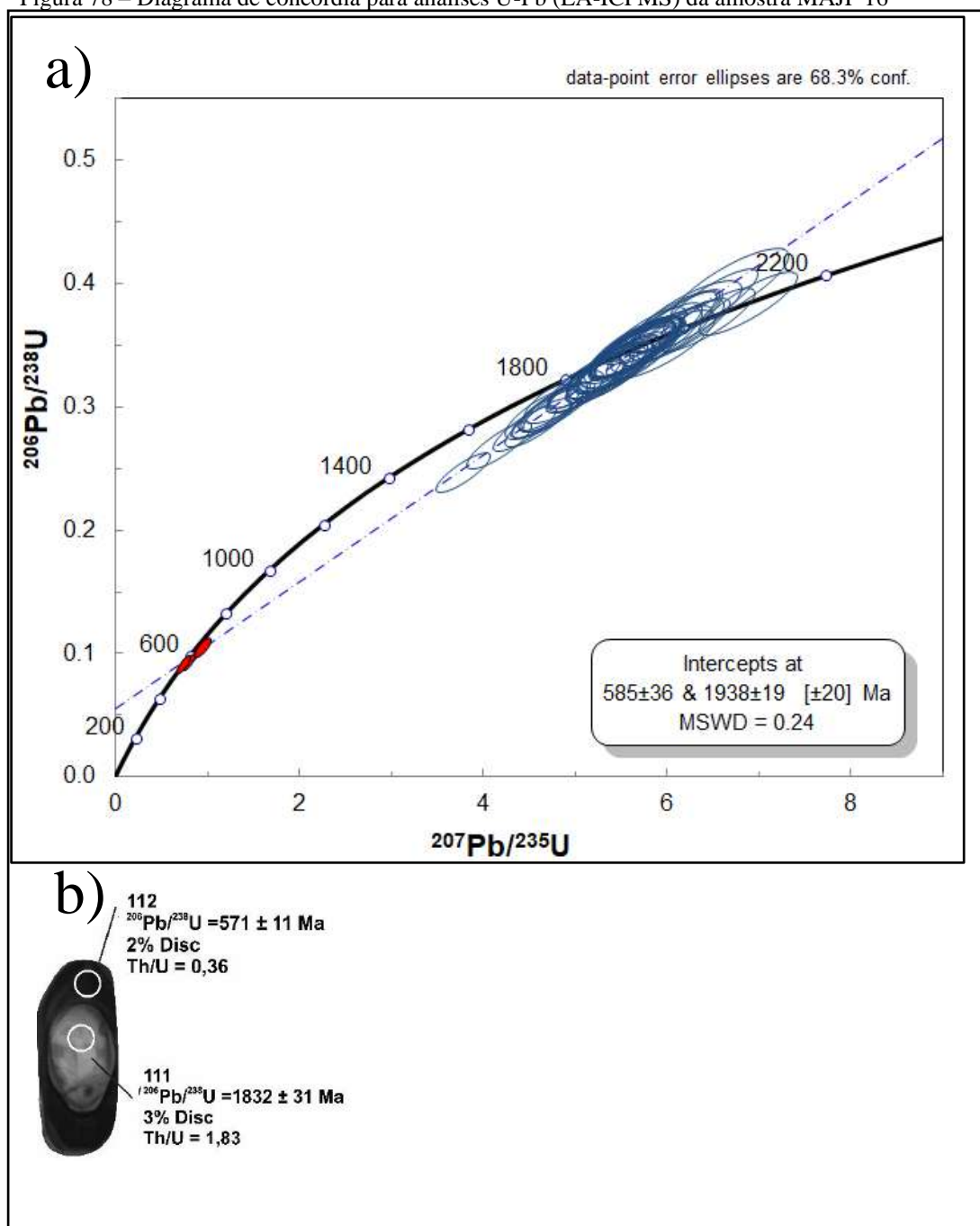


Legenda: Diagrama exibindo todos os grãos de zircão analisados (All zircons).

Fonte: O autor, 2018

Para o cálculo das idades foram desconsiderados os grãos de zircão com valores de discordância inferiores a -2 e superiores a 3. Sendo assim, foi gerado um diagrama de concórdia com os grãos que apresentaram valores de discordância dentro do intervalo citado e este está representado na figura 78 a. Uma reta de discórdia foi construída de acordo com a disposição dos grãos e esta intercepta a concórdia em dois pontos distintos. O intercepto superior foi calculado em 1938 ± 19 Ma, enquanto o intercepto inferior foi calculado em 585 ± 36 Ma. O valor de regressão obtido (MSWD) foi de 0,24. A figura 78 b apresenta um grão de zircão cujos valores de núcleo e borda representam, respectivamente, idades de 1832 ± 31 Ma e 571 ± 11 Ma. Tais idades estão coerentes com aquelas calculadas a partir da reta de discórdia e foram interpretadas como idade de cristalização do protólito do ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de alto K e idade de metamorfismo, respectivamente.

Figura 78 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 16



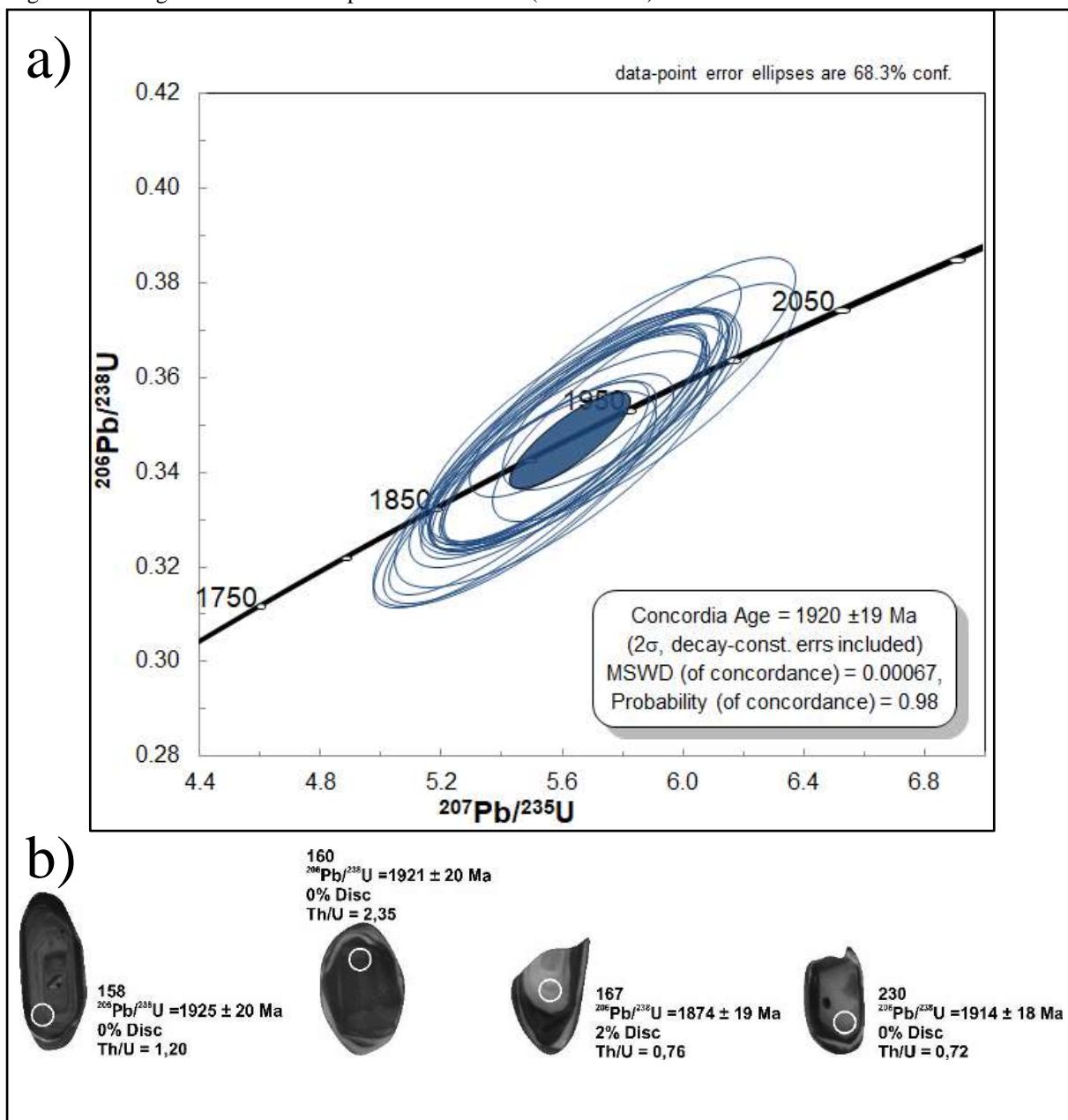
Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito charno-enderbítico da série cálcio alcalina de alto K do Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência de grão de zircão apresentando idades de núcleo (spot 111) e borda (spot 112)

Fonte: O autor, 2018.

Foi possível calcular idades concordantes para ambos os grupos de zircão apresentados e interpretados como idades de cristalização e metamorfismo. O diagrama apresentado na figura 79 a exibe idade concordante de 1920 ± 19 Ma que foi calculada baseando-se em 24 grãos de zircão. Esta idade mostra-se dentro do erro da idade calculada a partir da reta discórdia apresentada no diagrama anterior. Os grãos apresentados na figura 79 b representam grãos de

zircão de idade concordantes que se relacionam com o evento de cristalização do protólito do ortogranulito relativo a amostra MAJF 16.

Figura 79 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 16



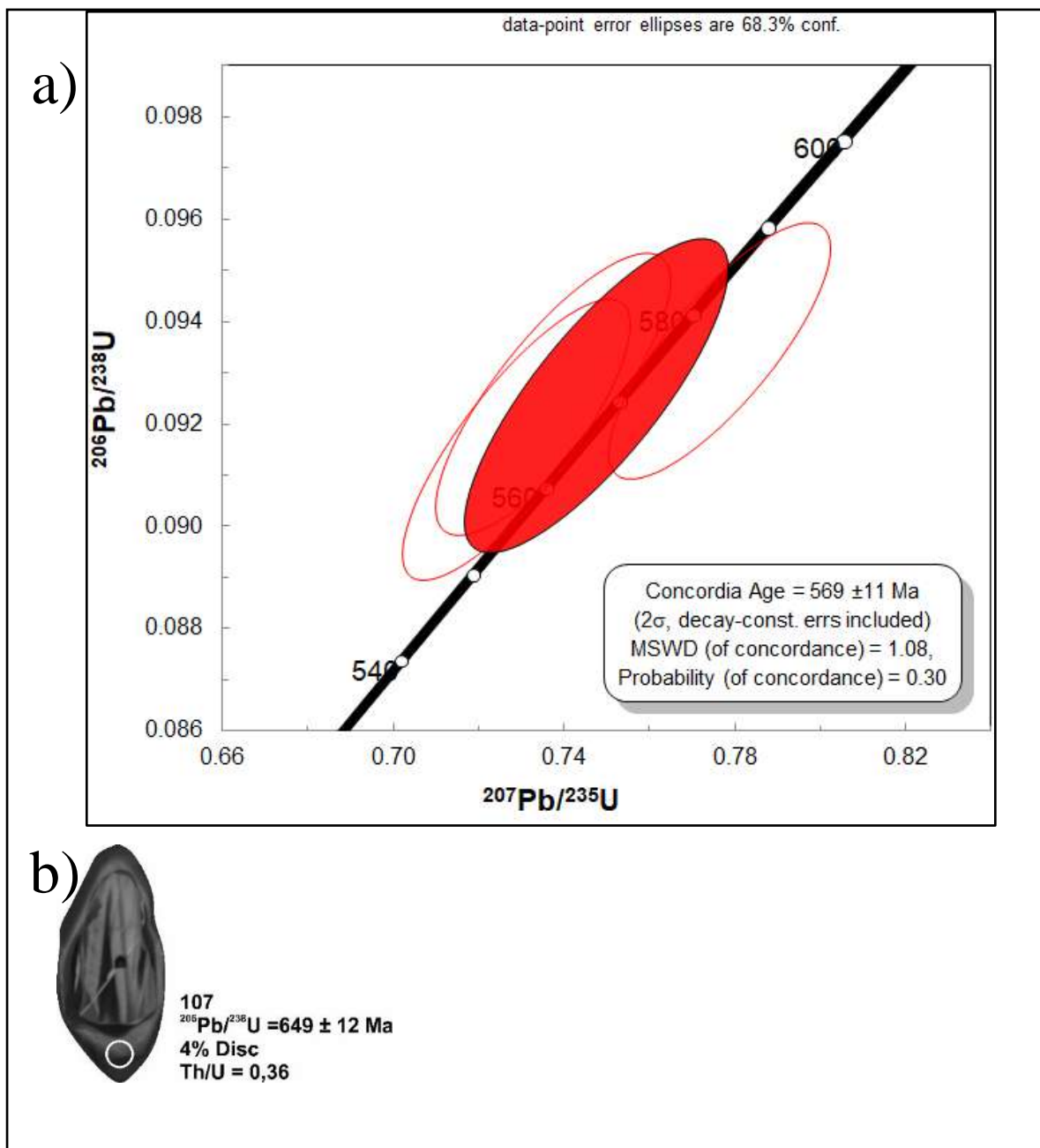
Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito charno-enderbítico da série cálcio alcalina de alto K do Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência dos grão de zircão com idades concordantes com aqueles apresentados no diagrama a.

Fonte: O autor, 2018.

O último diagrama gerado para a amostra MAJF 16 é representado na figura 80 a e foi construído com 3 grãos com valores de discordância superiores a -2 e inferiores a 4. Este diagrama apresenta a idade concordante calculada para o grupo de zircão que apresentaram idades neoproterozoicas. A idade calculada foi de 569 ± 11 Ma e está dentro do intervalo de

erro calculado para o diagrama apresentado na figura 78 a, sendo a idade relacionada a um evento metamórfico que afetou o ortogranulito charno-enderbítico.

Figura 80 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 16



Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito charno-enderbítico da série cálcio alcalina de alto K do Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência dos grãos de zircão com idades concordantes com aqueles apresentados no diagrama a.

Fonte: O autor, 2018.

5.4 Série toleítica

5.4.1 Grupo IV - Ortogranulito enderbítico

5.4.1.1 Amostra MAJF 17

A amostragem da rocha aqui apresentada foi realizada em uma estrada de terra entre os municípios de Santana do Deserto e Sarandira, num afloramento em corte de estrada, próximo ao ponto de onde foi coletada a amostra MAJF 16. Neste ponto a rocha apresentava-se pouco intemperizada com delgada capa de alteração cinza escura. O afloramento era de difícil acesso por conta da intensa vegetação presente na área. Trata-se de um ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica com assinatura química de toleito intraplaca

Figura 81 – Amostra de mão do ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica (MAJF 17)



Fonte: O autor, 2018.

A montagem foi realizada a partir do procedimento de disposição ao acaso dos grãos de zircão. 70 grãos foram selecionados para datação e tal seleção foi realizada com o intuito de abranger a maior diversidade possível no que diz respeito à morfologia interna e externa.

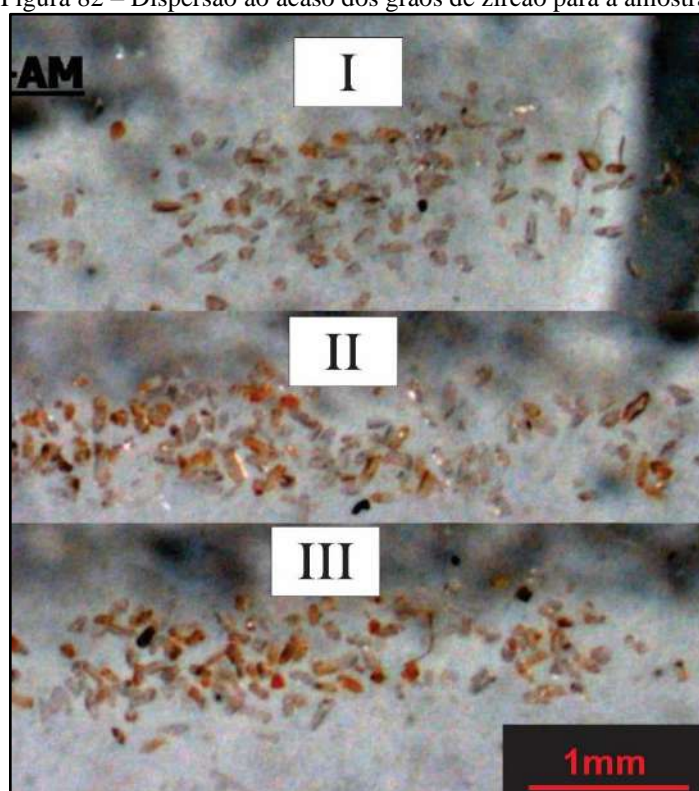
Assim como nas duas amostras previamente apresentadas, o conjunto de grãos é heterogêneo, e pode ser dividido em dois grupos principais. O primeiro grupo diz respeito a grãos prismáticos, retangulares, com bordas levemente arredondadas e núcleos exibindo zoneamento setorizado e as vezes complexo. Esses grãos possuem dimensões que variam de 150 a 300 μm , são subedrais zonados e a razão comprimento/largura desses grãos varia entre 2,5:1 e 4:1. As razões Th/U deste grupo são bastante altas, ficando predominantemente acima de 1, o que é normalmente atribuído a grãos de zircão ígneo, todavia, em rochas metamórficas de alto grau, altos valores de razão Th/U podem ocorrer, a depender do teor inicial de U e Th ou ainda da coexistência do mineral com outras fases como allanita e monazita (Rubatto, 2002).

O segundo grupo diz respeito a grãos homogêneos, subedrais, arredondados com núcleo exibindo zoneamento caótico ou não. As dimensões dos grãos de zircão pertencentes a este grupo são menores que as do grupo anterior e variam entre 80 e 120 μm . A razão comprimento/largura varia entre 1:1 e 2:1 e as razões Th/U deste grupo também são altas (acima de 1).

A figura 82 mostra as montagens realizadas para os grãos de zircão relativos a amostra MAJF 17 enquanto a figura 83exibe a imagem de catodo luminescência referente a uma parte da montagem de número II. A partir da imagem de catodo luminescência é possível observar grãos de zircão pertencentes aos dois grupos previamente descritos, com predomínio do primeiro grupo. É possível perceber que os grãos de zircão não exibem uma relação de intercrescimento entre borda e núcleo como era claro nas amostras anteriores.

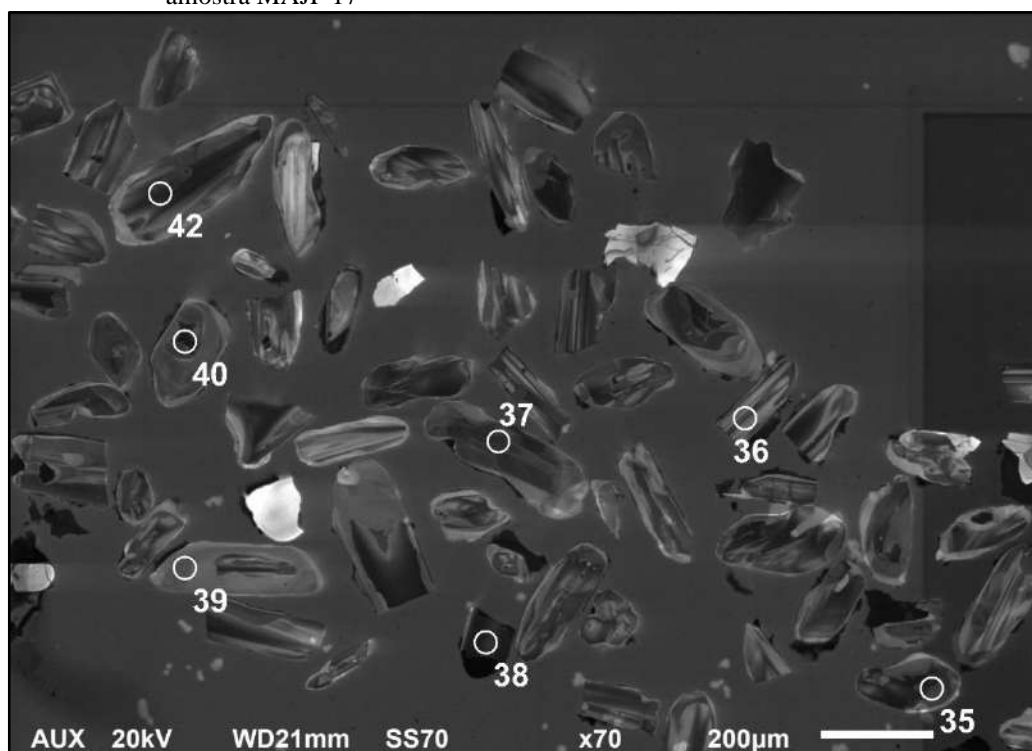
Os dados obtidos estão dispostos na tabela 19 e representados nos diagramas de concórdia (Figuras 84 a 86). O diagrama 84 mostra toda a população de grãos de zircão, a partir do qual é possível verificar a existência de dois grupos com idades discordantes distintas. Tais grupos serão tratados separadamente e terão suas idades calculadas e representadas nos diagramas 85 e 86.

Figura 82 – Dispersão ao acaso dos grãos de zircão para a amostra MAJF 17



Fonte: O autor, 2018.

Figura 83 – Imagem de catodo luminescência para grãos de zircão datados relativos a montagem III da amostra MAJF 17



Fonte: O autor, 2018

Tabela 19 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 17 - Ortogranulito enderbítico

			Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s [%]	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 s abs	% Disc.
Zr_017_007	0.0000	2.21	0.9145	0.0026	0.1079	0.0023	0.0620	0.0012	659	13	662	14	672	41	0
Zr_017_008	0.0000	3.73	0.7990	0.0021	0.0975	0.0019	0.0600	0.0010	598	11	599	12	603	36	0
Zr_017_009	0.0000	3.09	0.7952	0.0020	0.0973	0.0018	0.0599	0.0009	597	10	597	11	598	31	0
Zr_017_010	0.0000	0.44	0.8285	0.0019	0.0971	0.0017	0.0624	0.0008	596	10	616	10	689	26	3
Zr_017_011	0.0000	2.32	0.8299	0.0021	0.0991	0.0019	0.0613	0.0010	607	11	616	12	649	36	1
Zr_017_012	0.0000	2.09	0.8473	0.0023	0.1017	0.0020	0.0610	0.0011	623	12	626	12	637	38	0
Zr_017_013	0.0000	1.49	0.7854	0.0019	0.0956	0.0018	0.0601	0.0008	587	10	591	10	608	28	1
Zr_017_014	0.0000	1.40	0.8479	0.0022	0.1012	0.0020	0.0613	0.0011	620	11	626	12	650	38	1
Zr_017_015	0.7837	1.22	0.7613	0.0020	0.0924	0.0018	0.0606	0.0008	566	14	574	17	607	64	4
Zr_017_016	0.1672	2.52	0.7773	0.0019	0.0945	0.0018	0.0602	0.0008	584	14	586	14	607	34	4
Zr_017_017	0.0000	1.55	0.8485	0.0020	0.1022	0.0018	0.0608	0.0008	626	11	627	11	630	30	0
Zr_017_018	0.0362	2.16	0.8328	0.0019	0.0991	0.0018	0.0615	0.0008	607	10	618	10	656	27	2
Zr_017_019	0.0000	2.10	0.8544	0.0020	0.1026	0.0019	0.0609	0.0008	628	11	630	11	636	28	0
Zr_017_020	0.4022	2.26	0.8549	0.0025	0.1034	0.0022	0.0605	0.0013	633	13	628	16	612	53	-4
Zr_017_027	1.0437	2.44	0.9991	0.0028	0.1076	0.0024	0.0679	0.0015	657	18	701	25	843	79	6
Zr_017_028	0.0000	3.43	0.9044	0.0022	0.1012	0.0019	0.0653	0.0010	620	11	657	12	785	33	6
Zr_017_029	0.0000	3.22	0.8479	0.0019	0.1011	0.0018	0.0614	0.0008	619	10	626	10	653	27	1
Zr_017_030	0.0000	3.09	0.8270	0.0023	0.0977	0.0021	0.0620	0.0011	599	12	615	13	672	38	2
Zr_017_031	0.0000	1.64	0.8394	0.0023	0.0998	0.0020	0.0615	0.0011	612	12	622	12	658	37	2
Zr_017_032	0.0000	2.72	0.8200	0.0022	0.1010	0.0020	0.0594	0.0010	619	12	611	12	583	35	-1
Zr_017_033	0.0000	1.49	0.8483	0.0021	0.1015	0.0019	0.0611	0.0009	622	11	626	11	644	31	1
Zr_017_034	0.0000	0.85	0.8443	0.0021	0.0974	0.0019	0.0634	0.0009	598	11	624	12	722	31	4
Zr_017_035	0.6401	1.66	0.8505	0.0019	0.1022	0.0018	0.0609	0.0007	626	13	625	15	622	52	0
Zr_017_036	0.0000	2.90	0.8459	0.0023	0.1013	0.0020	0.0611	0.0010	620	12	625	12	644	36	1
Zr_017_037	0.2642	0.84	0.8330	0.0020	0.0988	0.0018	0.0617	0.0008	606	14	617	12	657	33	2

Tabela 19 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 17 - Ortogranulito enderbítico (Continuação)

			Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Disc.
Zr_017_038	0.0000	3.91	0.8515	0.0019	0.1021	0.0018	0.0610	0.0007	625	10	628	10	639	24	0
Zr_017_039	1.2805	2.73	0.7700	0.0025	0.0984	0.0022	0.0575	0.0013	604	20	577	27	482	111	-4
Zr_017_040	0.0000	1.29	0.8771	0.0020	0.1032	0.0018	0.0622	0.0008	632	11	642	10	679	27	2
Zr_017_047	0.0000	3.39	0.8462	0.0021	0.1022	0.0019	0.0606	0.0009	625	11	625	11	625	31	0
Zr_017_048	0.0000	1.57	0.8410	0.0021	0.1008	0.0019	0.0611	0.0009	617	11	622	11	642	31	1
Zr_017_049	0.0000	3.30	0.8551	0.0028	0.1037	0.0024	0.0603	0.0014	634	14	630	16	615	50	-1
Zr_017_050	0.0000	4.00	0.7885	0.0021	0.0962	0.0019	0.0600	0.0009	590	11	593	11	604	33	0
Zr_017_051	0.0000	1.58	0.8215	0.0019	0.0973	0.0018	0.0618	0.0008	597	10	612	10	668	27	2
Zr_017_052	0.0000	0.72	0.8386	0.0021	0.1024	0.0019	0.0600	0.0009	626	11	621	11	602	32	-1
Zr_017_053	0.8128	0.86	0.8408	0.0021	0.1006	0.0018	0.0611	0.0009	616	14	619	18	627	67	0
Zr_017_054	0.3449	2.34	0.8860	0.0022	0.1036	0.0020	0.0626	0.0010	634	12	645	14	686	43	2
Zr_017_055	0.0000	3.48	0.8373	0.0023	0.0995	0.0020	0.0616	0.0010	609	12	620	12	661	35	2
Zr_017_056	0.0000	2.37	0.8434	0.0021	0.1014	0.0019	0.0609	0.0009	621	11	624	11	634	31	0
Zr_017_057	0.0968	1.61	0.8624	0.0019	0.1002	0.0018	0.0630	0.0008	614	11	634	10	705	27	3
Zr_017_058	0.0000	1.40	0.9278	0.0033	0.1042	0.0027	0.0651	0.0019	637	16	669	19	779	61	5
Zr_017_059	0.0000	2.30	0.8616	0.0023	0.0977	0.0020	0.0645	0.0012	599	12	634	13	758	40	5
Zr_017_060	0.0000	2.87	0.8399	0.0022	0.1004	0.0020	0.0612	0.0010	615	12	622	12	647	34	1
Zr_017_067	0.0000	1.04	0.8429	0.0020	0.1017	0.0018	0.0607	0.0008	623	11	624	10	627	28	0
Zr_017_068	0.0000	1.86	0.8436	0.0022	0.1017	0.0020	0.0607	0.0010	623	12	624	12	628	34	0
Zr_017_069	0.0000	0.60	0.8204	0.0021	0.0965	0.0019	0.0622	0.0009	592	11	611	11	681	32	3
Zr_017_070	0.0000	2.18	0.8246	0.0019	0.0978	0.0017	0.0617	0.0008	600	10	613	10	664	29	2
Zr_017_071	0.1921	3.05	0.7836	0.0022	0.0964	0.0019	0.0597	0.0011	590	12	589	13	588	44	0
Zr_017_072	0.0000	2.22	0.7882	0.0020	0.0965	0.0018	0.0598	0.0009	592	11	593	11	597	31	0
Zr_017_073	0.0000	2.39	0.8229	0.0024	0.0969	0.0021	0.0622	0.0012	594	12	612	13	680	41	3
Zr_017_074	0.0000	1.51	0.7838	0.0018	0.0963	0.0017	0.0596	0.0008	591	10	591	10	589	27	0

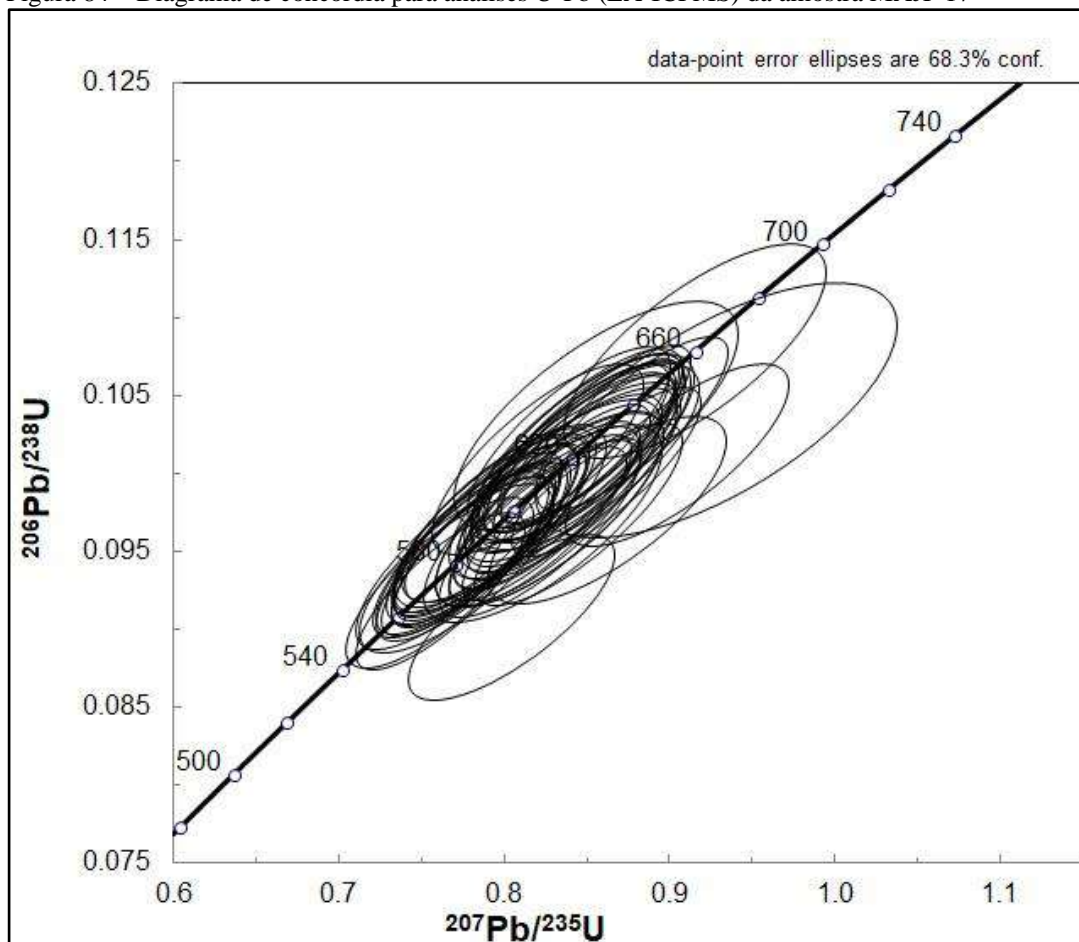
Tabela 19 – Resultados obtidos nas análises geocronológica U-Pb para a amostra MAJF 17 - Ortogranulito enderbítico (Continuação)

			Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						
Número do grão	f_{206}^a	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s [%]	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s abs	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 s abs	% Disc.
Zr_017_075	0.0345	2.64	0.8205	0.0019	0.0967	0.0017	0.0621	0.0008	593	10	611	10	678	27	3
Zr_017_076	0.0000	1.15	0.8273	0.0023	0.0978	0.0021	0.0619	0.0011	600	12	615	13	671	38	2
Zr_017_077	0.0710	0.99	0.7686	0.0021	0.0945	0.0019	0.0596	0.0009	580	11	581	11	586	33	0
Zr_017_078	0.0000	2.22	0.8252	0.0019	0.0981	0.0018	0.0616	0.0008	601	10	614	10	660	29	2
Zr_017_079	0.0000	1.71	0.7921	0.0020	0.0970	0.0018	0.0598	0.0009	595	11	595	11	597	34	0
Zr_017_080	0.3308	0.92	0.7760	0.0020	0.0945	0.0018	0.0604	0.0008	580	11	585	12	604	38	4
Zr_017_087	0.0000	1.44	0.8356	0.0020	0.0997	0.0018	0.0614	0.0009	611	11	619	11	652	32	1
Zr_017_088	0.0000	1.65	0.7936	0.0022	0.0971	0.0019	0.0599	0.0010	595	11	596	12	599	34	0
Zr_017_089	1.0000	1.03	0.7811	0.0020	0.0949	0.0018	0.0603	0.0010	583	16	590	21	617	79	4
Zr_017_090	0.0000	3.15	0.7774	0.0019	0.0948	0.0017	0.0601	0.0008	582	10	587	10	606	28	1
Zr_017_091	0.0000	1.41	0.7757	0.0019	0.0946	0.0017	0.0601	0.0008	581	10	586	10	605	30	1
Zr_017_092	0.0000	3.98	0.7822	0.0018	0.0955	0.0017	0.0600	0.0007	586	10	590	10	602	26	1
Zr_017_093	0.0000	3.15	0.7780	0.0020	0.0953	0.0018	0.0598	0.0008	585	11	587	11	596	30	0
Zr_017_094	0.0000	0.68	0.7880	0.0020	0.0964	0.0018	0.0599	0.0008	591	11	593	11	599	30	0
Zr_017_095	0.0000	1.54	0.7852	0.0019	0.0957	0.0017	0.0601	0.0008	588	10	591	10	606	28	1
Zr_017_096	0.0000	1.93	0.7706	0.0020	0.0940	0.0018	0.0601	0.0010	577	10	583	11	605	36	1
Zr_017_097	0.0000	2.31	0.8040	0.0021	0.0908	0.0018	0.0648	0.0011	559	10	602	12	768	35	7
Zr_017_098	0.0000	2.49	0.7758	0.0020	0.0949	0.0018	0.0598	0.0008	583	10	586	11	598	30	0
Zr_017_099	0.0000	2.45	0.7607	0.0020	0.0931	0.0018	0.0599	0.0009	572	11	577	11	599	33	1
Zr_017_100	0.0795	1.21	0.7616	0.0018	0.0925	0.0016	0.0603	0.0008	569	10	577	10	612	29	1

Fonte: O autor, 2018.

Para o cálculo das idades foram desconsiderados os grãos de zircão com valores de $f_{206\%}$ superiores a 0.1. Um diagrama de concórdia foi gerado com grãos que apresentam valores de discordância superiores a 0 e inferiores a 5 (Figura 84).

Figura 84 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 17

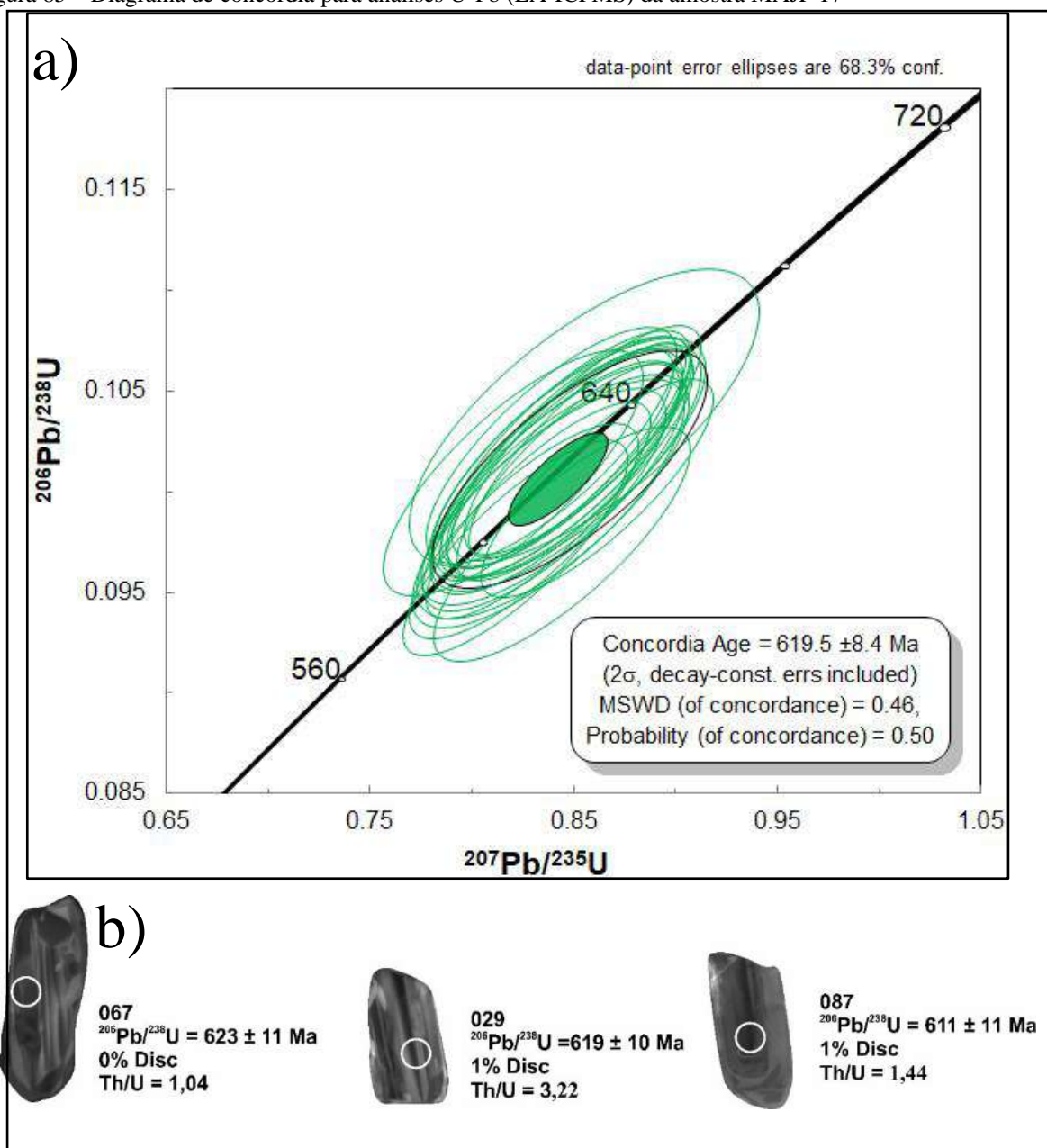


Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica (Todos os grãos de zircão)

Fonte: O autor, 2018.

O diagrama de concórdia representado na figura 85 exibe idade concordante calculada para uma população de 38 grão de zircão. A idade obtida foi de $619,5 \pm 8,4$ Ma, com valores de regressão MSWD equivalente a 0,46.

Figura 85 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 17

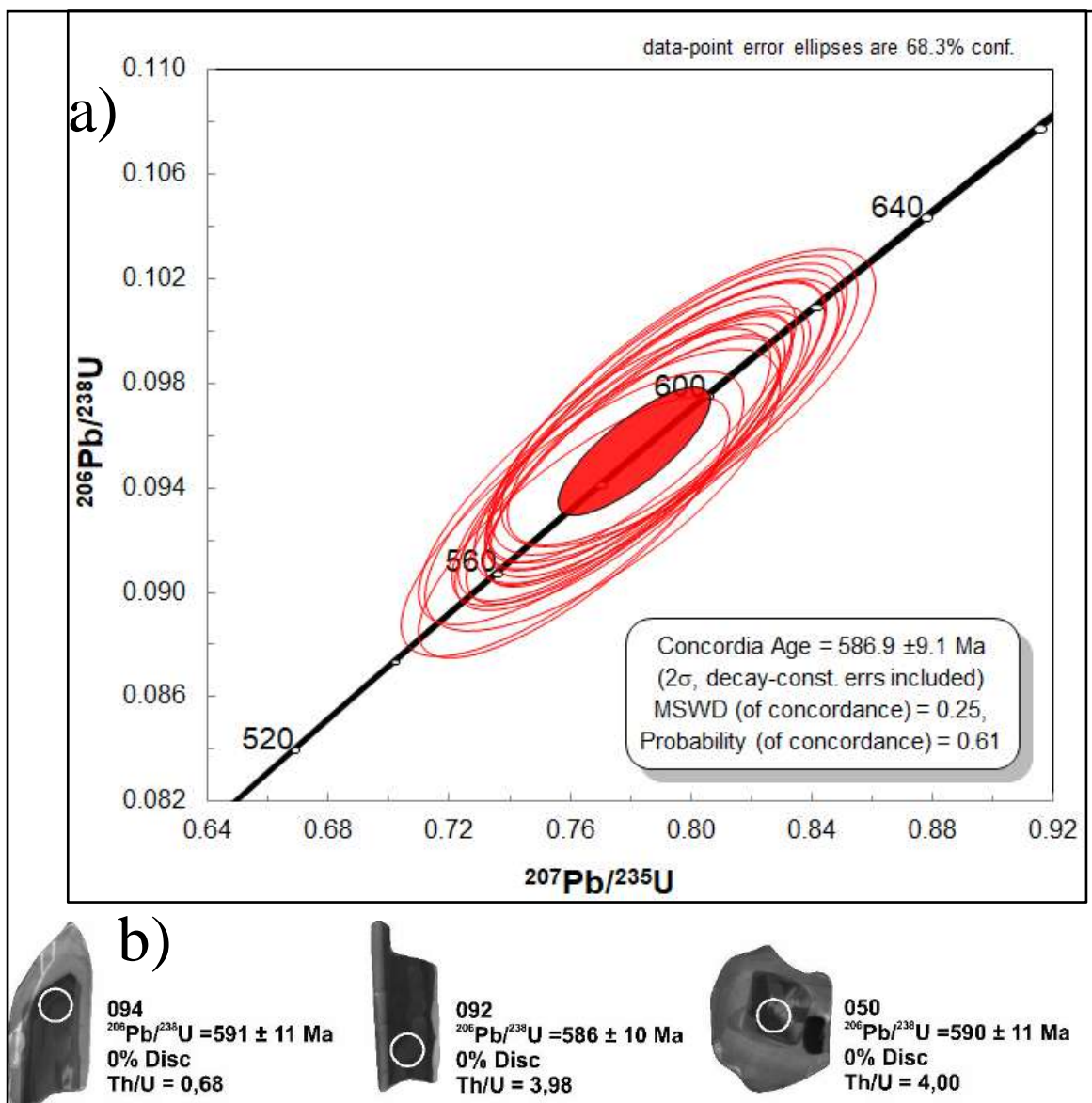


Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito enderbítico da série toleítica, pertencente ao Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência dos grãos de zircão com idades concordantes com aqueles apresentados no diagrama a.

Fonte: O autor, 2018.

O diagrama de concórdia representado na figura 86 a exibe idade concordante calculada para uma população de 20 grãos de zircão. A idade obtida foi de $586,9 \pm 9,1$ Ma, com valor de regressão MSWD equivalente a 0,25, que se mostra concordante com os grãos de zircão apresentados na figura 86 b.

Figura 86 – Diagrama de concórdia para análises U-Pb (LA-ICPMS) da amostra MAJF 17



Legenda: a) Diagrama de concórdia para o ortogranulito enderbítico da série toleítica, pertencente ao Complexo Juiz de Fora e b) Imagens de catodo luminescência dos grãos de zircão com idades concordantes com aqueles apresentados no diagrama a.

Fonte: O autor, 2018.

5.5 Síntese dos dados de geocronologia U-Pb

Foram escolhidas para datação quatro amostras de ortogranulitos com base nas suas características petrográficas e classificações químicas (Tabela 15): a) ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio K, com fracionamento moderado de elementos terras raras leves (Grupo II); b) ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série

cálcio alcalina de alto K; c) ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica e d) ortogranulito enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de médio K.

A tabela 16 exhibe as amostras que foram datadas e as respectivas idades encontradas a partir do método LA-ICMS em grãos de zircão com as interpretações obtidas.

Tabela 20 - Quadro síntese das idades U-Pb obtidas na presente dissertação

Ponto	Litotipo	Série química	Idade U-Pb	Interpretação
MAJF 14	Ortogranulito charno-enderbítico	Cálcio alcalina de médio K – Grupo II	1981 ± 38 Ma	Cristalização
			597 ± 30 Ma	Metamorfismo
MAJF 16	Ortogranulito charno-enderbítico	Cálcio alcalina de alto K – Grupo V	1938 ± 19 Ma	Cristalização
			585 ± 36 Ma	Metamorfismo
MAJF 17	Ortogranulito enderbítico	Toleítica – Grupo IV	619 ± 8,4 Ma	Metamorfismo
			586 ± 9 Ma	Metamorfismo
MAJF 26	Ortogranulito enderbítico	Cálcio alcalina de médio K – Grupo III	2085 ± 48 Ma	Cristalização
			591 ± 20 Ma	Metamorfismo

Fonte: O autor, 2018.

6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA (Sm e Nd)

6.1 Introdução

O estudo dos isótopos de Sm, Nd e Sr constituem mais uma ferramenta de caracterização dos ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa. As análises isotópicas foram realizadas para todas as 8 amostras também enviadas para análises de geoquímica elementar, englobando então os quatro litotipos principais estudados na área: Ortogranulitos charno-enderbíticos, enderbíticos (dois grupos) e básicos. O principal objetivo desta ferramenta é determinar informações acerca da fonte, crustal ou mantélica, relacionada a gênese desses ortogranulitos, além de, a partir da integração com os dados previamente apresentados auxiliar na interpretação da origem e evolução dessas rochas.

6.2 Resultados obtidos

A composição isotópica de Sm e Nd das amostras relativas aos ortogranulitos da região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa foi investigada neste trabalho e os resultados analíticos são apresentados na tabela 12.

Os ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio K, representados pelas amostras MAJF 14, MAJF 25 e MAJF 26 mostram valores homogêneos para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (m), entre 0,0957 e 0,1139, ou seja, uma variação máxima de 0,0182. As idades modelo de Nd para essas amostras apresentam uma variação mais aparente, sendo a menor delas 2,14, relativa ao ortogranulito enderbítico representado pela amostra MAJF 26 e a maior delas 2,81, relativa ao ortogranulito charno-enderbítico representado pela amostra MAJF 14, ou seja, uma variação de 670 Ma.

Os ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto K, representados pelas amostras MAJF 16, MAJF 33 e MAJF 28 mostram valores homogêneos para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (m), entre 0,0935 e 0,1408, ou seja, uma variação máxima de 0,0473. Pode-se constatar que há uma variação 4 vezes maior em relação aos ortogranulitos

pertencentes a série cálcio alcalina de médio K. As idades modelo de Nd para essas amostras apresentam uma variação mais aparente, sendo a menor delas 2,22, relativa ao ortogranulito charno enderbítico representado pela amostra MAJF 33 e a maior delas 3,25, relativa ao ortogranulito charno-enderbítico representado pela amostra MAJF 28, ou seja, uma variação de 1,03 Ga.

Tabela 20 - Dados isotópicos de Sm e Nd

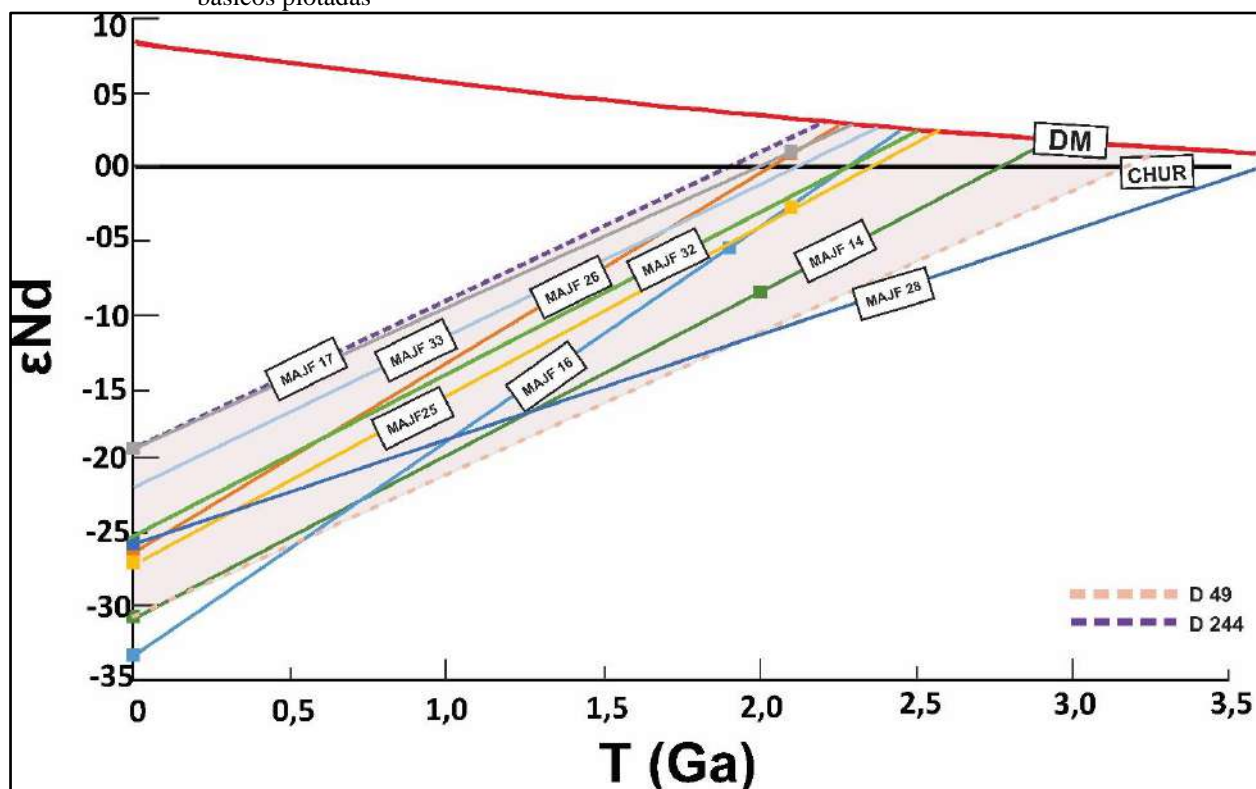
Amostra	Litotipo - Ortogranulito	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (m) $\pm(2s)$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (m)	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	$T_{(DM)}$
Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio K							
MAJF 14	Charno-enderbítico	7.4	39.0	0.511063 (05)	0.1139	-30.7	2.81
MAJF 25	Charno-enderbítico	3.7	20.9	0.511255 (08)	0.1066	-27.0	2.39
MAJF 26	enderbítico	2.3	14.4	0.511299 (05)	0.0957	-26.1	2.14
Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto K							
MAJF 16	Charno-enderbítico	9.4	60.9	0.510936 (04)	0.0935	-33.2	2.52
MAJF 33	Charno-enderbítico	4.0	20.8	0.511521 (04)	0.1158	-21.8	2.22
MAJF 28	Charno-enderbítico	15.4	66.1	0.511320 (07)	0.1408	-25.7	3.25
Ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica							
MAJF 17	enderbítico	21.1	105.4	0.511656 (06)	0.1213	-19.2	2.14
Ortogranulito básico pertencente a série toleítica							
MAJF 32	gabro-norítico	5.0	27.4	0.511356 (08)	0.1107	-25.0	2.34

Fonte: O autor, 2018.

Os valores negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(0)}$ para todas as amostras pertencentes a série cálcio alcalina indicam que as rochas aqui apresentadas são derivadas de um reservatório mais enriquecido que o reservatório condrítico.

Podemos perceber que das oito amostras analisadas, seis apresentam idades modelo (T_{DM}) paleoproterozoicas e duas apresentam idades arqueanas. Comparando esses dados com os dados de Fischel et al. (1998) para a região de Manhuaçu, MG, é possível gerar um campo de composição isotópica para os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora (Figura 90). O Campo é limitado a partir das duas amostras de Fischel et al., (1998) para a região supracitada.

Figura 87 – Curva de evolução do manto depletado com as amostras relativas aos ortogranulitos intermediários e básicos plotadas



Fonte: O autor, 2018.

A amostra D 49 diz respeito a um ortogranulito enderbítico pertencente ao Complexo Juiz de Fora cuja idade T_{DM} encontrada foi de 3,3 Ga. A amostra D 244 diz respeito a um ortogranulito enderbítico cuja idade T_{DM} equivale a 2,0 Ga. Podemos observar que sete das oito amostras estudadas nesta dissertação plotam dentro do campo estabelecido por estes dois extremos. Apenas a amostra MAJF 28, que é um ortogranulito charno-enderbítico pertencente a série cálcio alcalina de alto K, não está totalmente dentro do campo estabelecido.

CONCLUSÕES

Discussão dos dados apresentados

O Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa encerra um conjunto heterogêneo de rochas ortoderivadas metamorfozadas em fácies granulito. O objetivo específico da presente pesquisa foi de caracterizar as rochas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora a partir das ferramentas: petrografia, litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica de Sm e Nd e tecer considerações acerca da evolução dessas rochas a luz da tectônica de placas.

Aspectos de campo e petrográficos mostram que os ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa possuem litotipos variados de difícil distinção em campo. As rochas ortoderivadas ocorrem como escamas de empurrão intercaladas com rochas metassedimentares. Tal feição pode ser observada tanto em escala de mapa, quanto em escala de afloramento. Após caracterização petrográfica e litogeoquímica foi possível caracterizar quatro conjuntos principais: Ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de médio K, ortogranulitos intermediários pertencentes a série cálcio alcalina de alto K, ortogranulito intermediário pertencente a série toleítica e ortogranulito básico pertencente a série toleítica. Os tipos intermediários englobam charno-enderbitos e enderbitos. As variedades charno-enderbíticas são mais abundantes na área mapeada, estando os corpos básicos restritos a lentes centimétricas em alguns afloramentos.

Todos os litotipos apresentam paragênese típica de rochas metamorfozadas em fácies granulito. Os tipos charno-enderbíticos apresentam em sua mineralogia quartzo, k-feldspato, plagioclásio e ortopiroxênio, com apatita, zircão e opacos como minerais acessórios. Os tipos enderbítico possuem quartzo, k-feldspato, plagioclásio, ortopiroxênio, podendo ter clinopiroxênio. Nas zonas mais miloníticas há a ocorrência de paragêneses retrometamórficas, e hornblenda e/ou biotita passam a compor os tipos charno-enderbíticos e enderbítico. A mineralogia do ortogranulito básico inclui plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio e com minerais acessórios titanita, zircão e opacos.

Os dados litogeoquímico foram analisados junto com dados já publicados para as rochas do Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios (André, 2009), Matias Barbosa e Juiz de Fora (Duarte 2000) e Valença e Leopoldina (Heilbron et al., 1998 e 2000). Tais trabalhos definiram

quatro séries químicas para as rochas do Complexo Juiz de Fora: Série cálcio alcalina de médio K, série cálcio alcalina de alto K, série toleítica e série alcalina. Neste trabalho não foram encontradas espécies relativas a série alcalina, todavia, todas as outras séries foram contempladas. Analisando as amostras em conjunto é possível perceber que os ortogranulitos intermediários a ácidos pertencentes as series cálcio alcalina de médio e alto K foram formadas em ambiente de arco magmático juvenil.

As rochas intermediárias estudadas entre a região de Mar de Espanha e Matias Barbosa são charno-enderbíticas ou enderbíticas e as que pertencem a série cálcio alcalina de médio ou alto K são metaluminosas. Uma amostra de composição enderbítica pertence a série toleítica e possui assinatura de basalto intraplaca continental.

As diferenças nas assinaturas químicas indicam que as rochas pertencentes tanto a série de médio K quanto de alto K possivelmente dizem respeito a mais de uma suíte. Por isso as rochas foram divididas em grupos, utilizando o critério de fracionamento dos elementos terras raras leves dada pela razão $[La/Yb]_n$. Para a série cálcio alcalina de médio K, foram definidos 6 grupos, enquanto que para a série cálcio alcalina de alto K foram definidos 5 grupos.

Os ortogranulitos básicos do Complexo Juiz de Fora pertencentes a série toleítica possuem assinatura química de fundo oceânico. Na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa foi estudado apenas um afloramento que possuía o litotipo básico. Este litotipo, assim como a maior parte dos litotipos básicos pertencentes a série toleítica, possuem assinatura de E-MORB. Dois grupos foram definidos para caracterizar duas possíveis suítes distintas para os ortogranulitos básicos.

A partir da bibliografia é possível constatar que existem ortogranulitos básicos pertencentes a série alcalina que possuem assinatura de ambiente intraplaca. Tais amostras representam os litotipos mais jovens do Complexo Juiz de Fora (Heilbron et al., 2010).

Para os ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região estudada foram escolhidas 4 amostras para datação U-Pb por LA-ICMS: ortogranulito charno-enderbítico da série cálcio alcalina de médio K pertencente ao grupo II (fracionamento moderado de terras raras leves); ortogranulito enderbítico da série cálcio-alcalina de médio K pertencente ao grupo III; ortogranulito charno-enderbítico da série cálcio alcalina de alto K pertencente ao grupo V (fracionamento forte de terras raras leves) e ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica.

A datação dos grãos de zircão a partir do método LA-ICMS forneceu idades de 1981 ± 38 Ma para o ortogranulito charno-enderbítico (MAJF 14) pertencente a série cálcio alcalina de médio K, que foi interpretada como idade de cristalização do protólito. Também foi obtida a

idade de 597 ± 30 Ma, interpretada como idade de metamorfismo. Para o ortogranulito enderbítico (MAJF 26) foram obtidas idades de 2085 ± 48 Ma e 591 ± 20 Ma, interpretadas como cristalização do protólito e metamorfismo, respectivamente. Para o conjunto pertencente a série cálcio alcalina de médio K foram obtidas idades de arqueanas para a amostra MAJF 14 e siderianas para a amostra MAJF 26. Pelas características dos grãos analisados e a partir dos trabalhos já publicados para o Complexo Juiz de Fora, essas idades foram interpretadas como heranças.

Para o ortogranulito charno-enderbítico (MAJF 16) pertencente a série cálcio alcalina de alto K foram obtidas idades de 1938 ± 19 Ma, interpretada como idade de cristalização do protólito e 585 ± 36 Ma, interpretada como idade de metamorfismo. O último ortogranulito cuja idade foi obtida trata-se de um ortogranulito enderbítico (MAJF 17) pertencente a série toleítica. As idades obtidas para esta amostra foram $619,5 \pm 8.4$ Ma e $586,9 \pm 9.1$ Ma. Como se trata de uma rocha pertencente a série toleítica com assinatura de basaltos intraplacas continentais, e pelas características dos grãos de zircão analisados, estas idades foram interpretadas como idades metamórficas relacionadas ao evento brasileiro.

Dados isotópicos de Sm e Nd permitiram determinar idades modelo para todo o conjunto de rochas analisado. Duas amostras apresentaram idades modelos arqueanas enquanto as demais apresentaram idades modelo paleoproterozoicas (2,14 a 2,52 Ga). Ao construir o gráfico para definir o campo de composição isotópica das amostras pertencentes ao Complexo Juiz de Fora, foi possível estabelecer os limites a partir de duas amostras publicadas por Fischel et al., (1998), uma de idade modelo arqueana e outra de idade modelo paleoproterozoica.

Correlações com a Geologia Regional

Correlações referentes aos eventos de cristalização dos ortogranulitos

Heilbron et al. (2010) afirmam que o Complexo Juiz de Fora tem sua gênese relacionada a um ambiente intra-oceânico com basaltos do tipo MORB caracterizando o substrato de um arco de ilhas juvenil, que se instalou a leste do paleocontinente São Francisco, representando a crosta arqueana àquela época. As idades apresentadas na presente dissertação exibem valores mais altos de cristalização (2.0 Ga – 2.1 Ga) para as rochas pertencentes a série cálcio alcalina de médio K e mais baixos (1.9 Ga) para as rochas pertencentes a série cálcio alcalina de alto K.

Segundo a Heilbron et al., (2010) as escamas de empurrão inferiores tectonicamente, localizadas a oeste, possuem predominantemente características equivalentes as rochas pertencentes a série cálcio alcalina de médio K, enquanto as escamas superiores, mais a leste, possuem características predominantes da série cálcio alcalina de alto K. No presente trabalho, as escamas de empurrão estudadas localmente na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa, apresentam idades, no geral, levemente inferiores aquelas já publicadas, tanto para as rochas pertencentes a série cálcio alcalina de médio K quanto para as rochas pertencentes a série cálcio-alcalina de alto K.

Neste sentido, a área relacionada ao Complexo Juiz de Fora caracterizada por Heilbron et al., (2010) será denominada Complexo Juiz de Fora 1 e a área a leste da cidade de Matias Barbosa será denominada Complexo Juiz de Fora 2. A evolução tectônica do Complexo Juiz de Fora 1 se encaixa no modelo de evolução de arco de ilhas do tipo arco magmático do Japão (Wilson 1989), onde há uma relação entre a altura da placa em subducção, em relação a placa que está sendo subductada, e a distância da fossa, isto é, a medida em que a subducção ocorre e os arcos magmáticos se formam, o índice de alcalinidade das suítes formadas aumenta com a distância da fossa. Localmente, a área denominada Complexo Juiz de Fora 2, não se encaixa nesse modelo.

Na presente dissertação, as escamas de empurrão analisadas relativas as rochas ortogranulíticas do Complexo Juiz de Fora apresentam um padrão aleatório em relação ao índice de alcalinidade das rochas, considerando uma subducção de oeste para leste, como sugerido por Heilbron et al, (2010). Tal fato não invalida tal hipótese, uma vez que de acordo com Wilson (1989), a heterogeneidade da fonte e os diversos graus de fusão parcial a profundidades distintas pode gerar um espectro de composição magmática com padrão aleatório.

Correlações referentes aos eventos metamórficos

As idades calculadas e interpretadas como idades metamórficas abrangem um intervalo de $619,5 \pm 8.4$ Ma e 585 ± 36 Ma. Tais idades estão em concordância com os intervalos de pico metamórficos já publicados para o evento tectônico brasileiro (Heilbron et al., 2010). Heilbron e Machado (2003) afirmam que a fase de acreção entre a margem passiva da paleoplaca do São Francisco e o Terreno Oriental se deu no intervalo de 590 a 540 Ma, que está registrado no Terreno Ocidental como M1. Essas idades foram calculadas tanto para os interceptos inferiores

dos diagramas de concórdia calculados como para grãos de zircão metamórficos com idades concordantes. Idades de 640 ± 12 Ma e 633 ± 140 Ma foram encontradas para ortogranulito básico e ortogranulito charnockítico, respectivamente, por Heilbron et al., (2010) e interpretadas como idades metamórficas. Na presente dissertação, idades de grãos de zircão concordantes em $619,5 \pm 8.4$ Ma relativas ao ortogranulito enderbítico pertencente a série toleítica foi interpretada como idade metamórfica. Como trata-se de uma rocha pertencente a série toleítica, de alto titânio e assinatura intraplaca esta amostra foi interpretada como um leucossoma de um basalto toleítico intraplaca continental.

Modelo de evolução tectônica para os ortogranulitos pertencentes ao Complexo Juiz de Fora na região entre Mar de Espanha e Matias Barbosa

O Complexo Juiz de Fora, inserido no contexto tectônico do orógeno Ribeira, é entendido como a margem passiva pertencente a placa do paleocontinente São Francisco que sofreu retrabalhamento no evento brasileiro (Heilbron et al., 2010). A gênese das rochas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora remonta a uma história paleoproterozoica. Os dados obtidos na presente dissertação, aliados com aqueles previamente publicados, permitem a proposição de um modelo evolutivo que situe as rochas estudadas no tempo e no espaço.

- a) De acordo com Heilbron et al., (2010) há a implantação de um rifte intraoceânico com geração de rochas básicas de idade sideriana (2.4 Ga). Os basaltos gerados são do tipo E-MORB;
- b) Geração de plútons cálcio-alcálicos a partir de subducção de oeste para leste em crosta oceânica durante o paleoproterozoico (2.2 – 1.9 Ga). As rochas geradas possuem composição granodiorítica a tonalítica e pertencem as séries cálcio alcalinas de médio e alto K;
- c) Geração de rochas básicas e félsicas alcalinas associadas ao rifteamento Espinhaço, no paleocontinente São Francisco. As rochas básicas possuem idades de 1.7 Ga (Heilbron et al., 2010) e estão hospedadas nas rochas básicas e cálcio alcalinas do Complexo Juiz de Fora;
- d) Evento metamórfico relacionado a amalgamação do supercontinente Gondwana durante o Neoproterozoico. Grãos de zircão mostram idades de 620 Ma (Ortogranulitos toleíticos). As rochas intermediárias pertencentes a série

cálcio alcalina exibem idades metamórficas em 580 Ma, relacionadas ao estágio de colisão II do orógeno Ribeira (Heilbron et al, 2004).

REFERÊNCIAS

- ALKMIM F.F.; MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton region, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res.*, 90: 29-58.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, *Anais 23 Congresso Brasileiro Geologia*, Salvador, p. 32-46.
- ALLÉGRE, C.J.; MINSTER, J.F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic process. *Earth and Planetary Science Letters*, 38:1-25.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 50, 2000. 77-111.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Suplemento)*, 48:15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton de São Francisco. *Rv. Bras. Geoc.*, 7:349-364
- ALMEIDA, F.F.M. 1981. O Cráton de Paramirim e suas correlações com o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1,1 Anais... 1981, Salvador, CBPM-SBG, p, 1-10.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: NAIRN; STILLE (Eds.). *The Ocean Basin and Margins*, 1:411-446, Plenum, New York.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- ANDRE, J. L. F., VALLADARES, C.S, DUARTE, B.P. 2009. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios: Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Sm e Sr. *Revista Brasileira de Geociências* 34(4):773-793
- BABINSKI, M. 1988. Metodologia Isotópica Pb/Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, São Paulo. Master Thesis, IPEN/USP, 101p.
- BARKER, A.J. 1990. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie, London, 170p.
- BARBOSA, A.L.M ; GROSSI SAD, J.H. 1983. Reinterpretação da “Séries” Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte, p.32.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M., 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67: 221-237.

BASEI, M.A.S, SIGA JR., O., KAULFUSS, G.A., CORDEIRO, H., NUTMAN, A., SATO, K., CURY, L.F., PRAZERES FILHO, H.J., PASSARELLI, C.R., HARARA, O.M., REIS NETO, J.M. and WEBER, W., 2003. Geochronological and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, southern Ribeira Belt, Brazil. In: Short Papers of the IV South American Symposium on Isotope Geology, Sociedade Brasileira de Geologia, 2: pp. 501-504.

BATCHELOR, R.A.; BOWDEN P, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. 2003. Geologia, geotectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília. 692p.

BRITO NEVES, B.B. 2004. A história dos Continentes – Trajetória e Tramas Tectônicas.

BRITO NEVES B.B.; WINGE, M.; CARNEIRO, M.A. 1996. Orogêneses precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. *Boletim IG-USP*, 27:1-40.

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

BRUEKNER, H.K., CUNNINGHAM, D., ALKMIN, F.F., MARSHAK, S., 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from Aracuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research* 99, p.255–269.

BOYNTON, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare Earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, pp.63-114. Elsevier, Amsterdam

CAMPOS NETO M.C.; FIGUEIREDO M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, Anais, 6:2631-2648

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. (Editores). *Tectonic Evolution of South America*, 335-365.

CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American earth Sciences*. 8 (2): 143-162.

CORDANI, O.G.; BRITO NEVES, B.B. (1982) The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 1.3, p.78-88

CORDANI, U.G., DELHAL, J. ; LEDENT, D.1973. Orogeneses superposées dans le précambrien du Brésil SudOriental (Etats de Rio de Janeiro et Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 1-22

CORDANI, U.G., D'AGRELLA-FILHO, M.S., BRITO NEVES, B.B., Trindade, R.I.F., 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova* 15, 350–359.

CORFU F, HANCHAR JM, HOSKIN PWO, KINNY P (2003) Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) *Zircon*. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry 53, pp 469-500.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.T. 1979. The interpretation of the igneous rocks. Univ. Chicago Press. 450p.

CULLERS R. L., YEH L. T., CHAUDHURI S. and GUIDOTTI C. V. (1974) Rare-earth elements in Silurian pelitic schists from N. W. Maine. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38. 389-400.

DELGADO, I.M.; DALTON DE SOUZA, J.; SILVA, L.C.; SIQUEIRA FILHO, N.C.; SANTOS, R.A.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; ANGELIN, L.A.A.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; LACERDA FILHO, J.V.; VALENTE, C.R.; PERROTA, M.M.; HEINECK, C.A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; Vidotti, R.M.; GONÇALVEZ, J.H. *Geologia, geotectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM, Brasília, 2003. 692p.

DELHAL, J.; LEDENT, D. ; CORDANI, U.G. 1969. 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*. 92: 271-283

DE PAOLO, D.J.; G.J. WASSERBURG 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett*: 3, 249-52.

DE PAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 53:189-202.

DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., HEILBRON, M., FIGUEIREDO, M.C.H. 1994. Geologia da Região de Juiz de Fora e Matias Barbosa (MG). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38. Camboriú, Boletim de Resumos, 2:88-90.

DUARTE, B.P., FIGUEIREDO, M.C.H., CAMPOS NETO, M., HEILBRON, M., 1997. Geochemistry of the granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora complex, central segment of Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 27, 67–82.

DUARTE B. P. 1998. Evolução tectônica dos ortogneisses dos Complexos Juiz de For a e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, MG: Geologia, petrologia e geoquímica. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado 284 pp. Inédita.

DUARTE B.P., VALENTE S.C. 1999. Modelamento petrogenético para as rochas do Complexo Juiz de Fora, setor central da Faixa Ribeira. In: SBGq, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 5, Congresso Brasileira de Geoquímica, 7, Porto Seguro, 1999. B. Res. Expand..., Porto Seguro, p.488-491.

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. Geoc.*, 30(3): 358-362.

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

DUARTE B.P., HEILBRON M., NOGUEIRA J.R., TUPINAMBÁ M., EIRADO L.G, VALLADARES C., ALMEIDA J.C.H., GUIA C. 2003. Geologia das folhas Juiz de Fora e Chiador. In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords). Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro.

COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, v. 1,p. 153-258. (3 v., 822 p. + 13 mapas em escala 1:100000 e versão em CD-ROM).

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

EBERT, H. 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório anual do Diretor. DNPM, DGM, 97-107, Rio de Janeiro.

EBERT, H. 1968. 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.*, 40 (Supl): 215-229.

EBERT, H. 1971. Os Paraíbides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraíbides e Araxáides. In: Congresso Brasileiro de Geologia., 25, São Paulo, 1971. Boletim Especial, 1:177-179.

FAURE, G. Principles of Isotope Geology. New York: John Wiley & Sons, 1986. 590p.

FAURE G.; MENSING, T.M. 2005. Isotopes: principles and applications. 3° ed., John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey. 897pp.

FIGUEIREDO M.C.H. 1985. Introdução à geoquímica dos elementos de terras raras. Boletim IG-USP. Série Científica, 16:15-31.

FIGUEIREDO M.C.H. ; TEIXEIRA W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: Preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2): 223-246.

FIGUEIREDO M.C.H., CAMPOS NETO M.C., REGO, I.T.S.F. 1989. 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, 41-45.

FIGUEIREDO M.C.H. ; CAMPOS NETO M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65:63-81

FIGUEIREDO M.C.H. ; TEIXEIRA W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2): 223-246.

FISCHEL D.P., PIMENTEL M.M., FUCK R.A., COSTA A.G., ROSIER, C.A. 1998. Geology and Sm-Nd Isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) The Abrecampo-Manhaçú Region, Minas Gerais, Brazil. In: Intern. Conf. Bas. Tect. Brazil, 14th., Abstracts, p.21- 23.

GROSSI SAD, J.H ; BARBOSA, L.M. 1985. 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.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. eds *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 19, p.67-81.

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

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; VALLADARES, C.S. ; TUPINAMBÁ, M. 1994. Segmento Central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termo-tectônico Brasileiro. In: Congr. Bras. De Geol., 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos... SBG*, vol 1: 263-265.

HEILBRON, M. 1995. O Segmento Central da Faixa Ribeira: Síntese Geológica e Ensaio de Evolução Geotectônica. Tese de Livre Docência, UERJ. 115p.

HEILBRON, M, DUARTE, B.P, NOGUEIRA, J., 1998. 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*, 1(3/4):371-381

HEILBRON, M., TUPINAMBÁ, M., ALMEIDA J.C.H., VALERIANO C.M., VALLADARES C.S., DUARTE, B.P. 1998b. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasileiro collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil, In: Abstracts of the International Conference on PreCambrian and Craton Tectonics/ International Conference on Basement Tectonics, 14. Ouro Preto, Brasil, Extended Abstracts, 15-17.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; VALLADARES, C.; DUARTE, B.; PALERMO, N; SILVA, L. G. E.; RAGATKY, D.; NETO, A. M. 1999b. Revisão da Proposta de Compartimentação Tectônica e Modelo Evolutivo para o Segmento Central da Faixa Ribeira. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 6, São Pedro-São Paulo, 1999. *Boletim de Resumos...SBG/SP*, p. 6.

HEILBRON M., Mohriak W. 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: TALWANI; MOHRIAK (Editors) *Atlantic Rifts and Continental Margins*, 354 p. America Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, V 115:1-34

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; EIRALDO SILVA, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; SILVA PRADO, J.A.; MAZZEI, M. 2002b. Carta geológica folha SF.23-X-D-V – Leopoldina, escala: 1:100.000. COMIG. 2002

HEILBRON, M.; DUARTE, B.; VALLADARES, NOGUEIRA, J.R.; TUPINAMBÁ, M.; C. EIRALDO SILVA, L.G. 2002. Síntese geológica regional do bloco oriental. IN: Coordenadores: PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. Projeto Sul de Minas, Livro em três Volumes (822p) e Versão em CD-ROM, contendo 14 capítulos e 13 Mapas na Escala de 1:100.000 da Região Sudeste de Minas Gerais. Comig-Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, Volume I, Capítulo 2.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research* 125:87-112.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J., JANASI, V.C., 2004a. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO NEVES, B.B. (Eds.), *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 203–234.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; ALMEIDA, J.; SILVA, L. G. E.; VALLADARES, C.; SCHMITT, R.; PALERMO, N.; VALERIANO, C.; RAGATKY, D.; Geraldês, M.; 2005. Geologia do Orógeno Ribeira (Sistema Orogênico Mantiqueira) no Estado do Rio de Janeiro e regiões limítrofes: estado da arte e desafios futuros. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 9, Niterói-Rio de Janeiro, 2005. *Boletim de Resumos...SBG/RJ*.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA Jr., O.; TROUW, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. From: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; ; WIT, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 211-237.

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

HEILBRON, M.; EUZÉBIO, R.; PEIXOTO, C.; do EIRALDO SILVA, L.G.; TUPINAMBÁ, M.; Guia, C.; Peternel, R.; Ragatky, C.D. 2013. O Complexo Juiz de Fora na folha Santo Antônio de Pádua 1:100000: Geologia e Geoquímica.

HEILBRON, M; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent. New York, NY: Springer Berlin Heidelberg [S.l: s.n.], 2017

HORN, I., RUDNICK, R.L., McDONOUGH, W.F., 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 164, 281-301.

HUMPHRIES, S.E., THOMPSON, G., SCHILLING, J.-G., KINGSLEY, R.H., 1985. Petrological and geochemical variations along the midAtlantic Ridge between 468S and 328S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1445–1464.

IRVINE, T. N. ; BARANGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Science*. Vol 8: 523-548.

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

JANASI, V.A., 2001. Pattern of Sm-Nd TDM distribution in granulites and granitoids from an exposed section of middle to lower crust in SE Brazil: vertical and lateral zoning. In: 3th South American Symposium on Isotope Geology, Extend Abstracts, 168-171.

JANASI, V.A, ALVES, A., VLACH, S.R.F.; LEITE, E.J., 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia- Universidade de São Paulo*, 3: 13-24.

LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses - its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.

LE MAITRE, R. W. 1989. The chemical variability of sun common igneous rocks. *J. Petrol.* 17: 589-537.

LI, X., LIANG, X., SUN, M., GUAN, H., MALPAS, J.G., 2001. Precise $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age determination on zircons by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry using continuous linear ablation. *Chemical Geology* 175, 209-219.

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. 1983. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória - geologia. *RADAMBRASIL* vol 32.

MACHADO N., VALLADARES C.S., HEILBRON M., VALERIANO C.M.1996a. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt(Brazil) and implications for the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*. 79:347-361.

MACHADO, N.; GAUTHIER G. 1996. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60:5063-5073.

MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoides. *Geol. Society of Am. Bull.*, 101, p.635-643.

MARINS, G.M.S. 2000. Petrologia dos Anfíbolitos do Domínio Juiz de Fora e da Klippe Paraíba do Sul, no Setor Central da Faixa Ribeira. Dissertação de Mestrado. FGEL/UERJ.

- MESCHEDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207–218
- MUECKE, G.K.; PRIDE, C.; SARKAR, P., 1979, Rare earth elements geochemistry of regional metamorphic rocks: *Physics and Chemistry of the Earth*, v.11, p.449 – 464.
- MIDDLEMOST, E. A. K. 1985. *Magmas and magmatic rocks*. Longman Group Ltd, Essex.
- NOCE, C.M., MACHADO, N.; TEIXIRA W. 1998. U-Pb Geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev. Bras. Geoc.*, 28: 95-102
- NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., PIUZANA, D., 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Aracuaí Orogen, based on U–Pb SHRIMP data: implication for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research* 159, 60–78.
- NOCE C. M., FIGUEIREDO C. M., NOVO T. A., PEDROSA-SOARES A. C., ALKMIM F. F., SILVA L. C., DUSSIN I., ARMSTRONG R. 2010. The southern segment of the Araçuaí magmatic arc (SE Brazil): UPb zircon dating and implications for geodynamic reconstructions of the pre-collisional. In: *South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasilia. Short papers, CD-ROM.*
- NOGUEIRA J.R. 1994. *Relações tectonoestruturais e metamórficas entre metasedimentos e ortognaisses em facies granulito na região a sudoeste de Juiz de Fora, MG. IG/UFRJ. Dissertação de Mestrado. 151p.*
- OLIVEIRA M.A.F. 1982. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:369-374.
- O'CONNOR, J.T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper, 525-B:79-84.*
- PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 200-202.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of mafic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci.Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A.; NORRY, M., J. 1979. Petrogenetic implications of TI, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol*, 69:33-47.
- 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 and Sons, 252-548.
- PEARCE, J. A. 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J.; NORRY, M. J., eds., *Nantwich, Shiva, Continental basalts and mantle xenoliths*. p. 230-249.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TIDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.

PECCERILLO A.; TAYLOR S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in Turkey. «Contrib. Mineral. Petr.», 68, 63-81.

PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. 2002. Projeto Sul de Minas, Livro em três Volumes (822p) e versão em CD-ROM, contendo 14 capítulos e 13 Mapas na Escala de 1:100.000 da Região Sudeste de Minas Gerais. Comig-Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais.

RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J; ANDREIS, R.R ; PACIULLO, F.V.P. and Valença, J.G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o Termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4) 235-248.

ROLLINSON, H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation Interpretation*. London, Longman Scientific & Technical, 352p.

RUBATTO, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U^{Pb} ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.

RUBATTO, D.; HERMANN, J. (2007). Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology* 241, 38-61

SANTOS, E.; PINTO, A.; DUARTE, B.P.; VALLADARES, C.S. 2005. Petrografia e metamorfismo dos ortognaisses do Complexo Quirino na região entre Leopoldina e Além Paraíba, Minas Gerais. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 9, Niterói-Rio de Janeiro, 2005. Boletim de Resumos...SBG/RJ.

SANTOS, MARISTELLA M., et al. "A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing". *Geostandards and Geoanalytical Research*, vol. 41, no 3, setembro de 2017, p. 335-58.

SCHMITT, R.S. 2001. A Orogênia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira-Sudeste do Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 273p. Inédita.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., PIMENTEL, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research* 133, 29-61.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. in SCHOBENHAUS, C. (coord.): *Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais*, Escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília, p. 307-328.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. Geologia, geotectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, 2003. p.5-54.

SHAND, S.J., 1943. The eruptive rocks: 2nd edition, John Wiley, New York, 444 p

SHERVAIS, J.W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 101–118

SILVA, L.C., 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília: CPRM, 132p.

SILVA L.C. da, 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 Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc.* 32: 513-528

SLÁMA, JIŘÍ, et al.,2008. Plešovice Zircon — A New Natural Reference Material for U–Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology*, vol. 249, no 1–2, março de 2008, p. 1–35.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews*, vol. 12, p. 1-33.

TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C., 1988. Precambrian continental crust evolution of Southeastern São Paulo State, Brazil, based on isotopic evidence. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 175-183.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A. J.; Cunha, E. R. S. P.; FERNANDES, G. A.; FERREIRA, F. N. ; CASTILHO, J. G.; TEIXEIRA, W. 1996. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. Anais...6:104-107.

TUPINAMBÁ M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221 p. Inédita.

TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA W., HEILBRON M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 7-11.

TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; EIRALDO, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; Guia, C., 2002. Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapitinga : IN Coordenadores: PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; TROUW, R.; HEILBRON, M. Projeto Sul de Minas, Livro em três Volumes (822p) e Versão em CD-ROM, contendo 14 capítulos e 13 Mapas na Escala de 1:100.000 da Região Sudeste de Minas Gerais. Comig-Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, Volume II, Capítulo 8: p.320-404

TUPINAMBÁ M., DUARTE B., EIRADO, L.G., NOGUEIRA J.R., HEILBRON M., Guia C. 2003. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba, MG. In: SBG-MG, Simp. Geol. M.G., 12, Anais, p. 105.

TUPINAMBÁ M., PENHA H.M., Junho, M.C.B. 2003c. Arc related to post-collisional magmatism at Serra dos Órgãos region, Rio de Janeiro State, Brazil: products of Gondwana assembly, during the Brailiano-Pan African Orogeny. In: IUGS, Field trips/ International Geological Congress, 31, CD-ROM

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.; J. R. NOGUEIRA; VALLADARES, C.S.; Almeida, J.C.; EIRADO SILVA, L.G.; MEDEIROS, S.R.; GUIA, C.; MIRANDA, A., RAGATKY, C.D.; MENDES, J., LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos* 15(1): 67-79.

TROUW, R. A. J.; PANKHURST, R. J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Anais..., SBG, 260-263.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. and ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In *Tectonic Evolution of South America*, CORDANI U.G; MILANI E.J.; THOMAZ FILHO A. (Eds.), 287-310.

VALLADARES, C. S; DUARTE, B.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D. 2000. Tectono-magmatic evolution of the western terrane and the Paraíba do Sul klippe of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 1-6

VALLADARES C.S., SOUZA S.F.M., RAGATKY D. 2003. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, 22.

VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D.; DUARTE, B. 2000; Tectono-magmatic evolution of the Occidental Terrane of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic Belt, southeastern Brazil. In: *Internacional Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, RJ. Brasil. Abstracts, 2000.*

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

VALERIANO, C. M. ; MEDEIROS, G. R. ; VAZ, G. S. ; NETO, C. C. A. . Sm-Nd isotope dilution TIMS analyses of BCR-1, AGV-1 and G-2 USGS rock reference materials: first results from the LAGIR Laboratory at UERJ, Rio de Janeiro. In: *Simpósio - 45 Anos de Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo. Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil - Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: USP - IGC, 2009. v. I. p. 146-148.*

WILSON, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London.

WINCHESTER, J. A., e P. A. FLOYD. "Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements". *Chemical Geology*, vol. 20, 1977, p. 325-43.

WETHERILL, G.W., 1956. Discordant Uranium-Lead ages I: *Transaction of the American Geophysics Union*, v. 37, p. 320-326.

WHITE, A.J.R.; CHAPPEL, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43:7-22.

YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, NY, 248p.

APÊNDICE – Mapa geológico da área de estudo

