

# PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAMÁFICAS E METAULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE JACUÍ-BOM JESUS DA PENHA (MG)

Filipe Goulart LIMA<sup>1</sup>; Antenor ZANARDO<sup>2</sup>; Letícia Hirata GODOY<sup>1</sup>; Guillermo Rafael Beltran NAVARRO<sup>2</sup>

(1) Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente, IGCE, UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. Endereços eletrônicos: filipeglima@yahoo.com.br, leticiahirata@gmail.com.

(2) Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE, UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. Endereços eletrônicos: azanardo@rc.unesp.br, navarro@rc.unesp.br.

- Introdução
- Materiais e métodos
- Contexto geológico e geotectônico da área de estudo
- Sequência de rochas metamáficas e metaultramáficas na região de Jacuí-Bom Jesus da Penha
- Petrografia
- Rochas metamáficas
  - Anfibolitos
  - Metabásicas
- Rochas metaultramáficas
  - Anfibólio Xistos
    - Antofilita-Tremolita Xistos/Fels
    - Actinolita-Cummingtonita/Grünerita Xistos
  - Metaperidotitos
- Geoquímica
- Características gerais dos elementos maiores, menores e traços
  - Rochas Metamáficas
  - Rochas Metaultramáficas
- Diagramas multielementares de elementos incompatíveis normalizados
  - Rochas Metamáficas
  - Rochas Metaultramáficas
- Diagramas de classificação
- Discussão
- Conclusões
- Agradecimentos
- Referências

**RESUMO** - No limite sul do Cráton do São Francisco, entre as cidades de Jacuí e Bom Jesus da Penha, sul/sudoeste do Estado de Minas Gerais, ocorrem centenas de corpos metaultramáficos e metamáficos, com formas lenticulares a irregulares, decimétricos a hectométricos, às vezes quilométricos, alongados e concentrados na direção E-W a WNW/ESE. Esses corpos formam uma faixa que aflora em uma área de aproximadamente 70 km<sup>2</sup> no contato entre as rochas infracrustais arqueanas e paleoproterozóicas e as rochas supracrustais alóctones neoproterozóicas. As rochas dessa faixa foram atribuídas ao Greenstone Belt Morro do Ferro e atualmente são consideradas como uma sequência ofiolítica neoproterozoica. Os litotipos atribuídos a essa sequência são representados por anfibolitos, anfibólio xistos, metaperidotitos, entre outros. Estas rochas foram afetadas por metamorfismo regional de fácies anfibolito (700-750°C, com pressões mínimas de 7 kbars) e anatexia parcial de rochas graníticas, condições idênticas ao observado nas rochas do Grupo Araxá, com as quais ocorrem intercaladas. Os dados litoquímicos, em congruência com a petrografia, mostram que os protólitos dessas rochas seriam piroxenitos, peridotitos e intrusões básicas, associados a um complexo de subducção e evidenciam modificações químicas atribuídas a contaminação crustal durante a evolução tectono-metamórfica.

**Palavras-chave:** ofiolito, metamáficas/metaultramáficas, litoquímica.

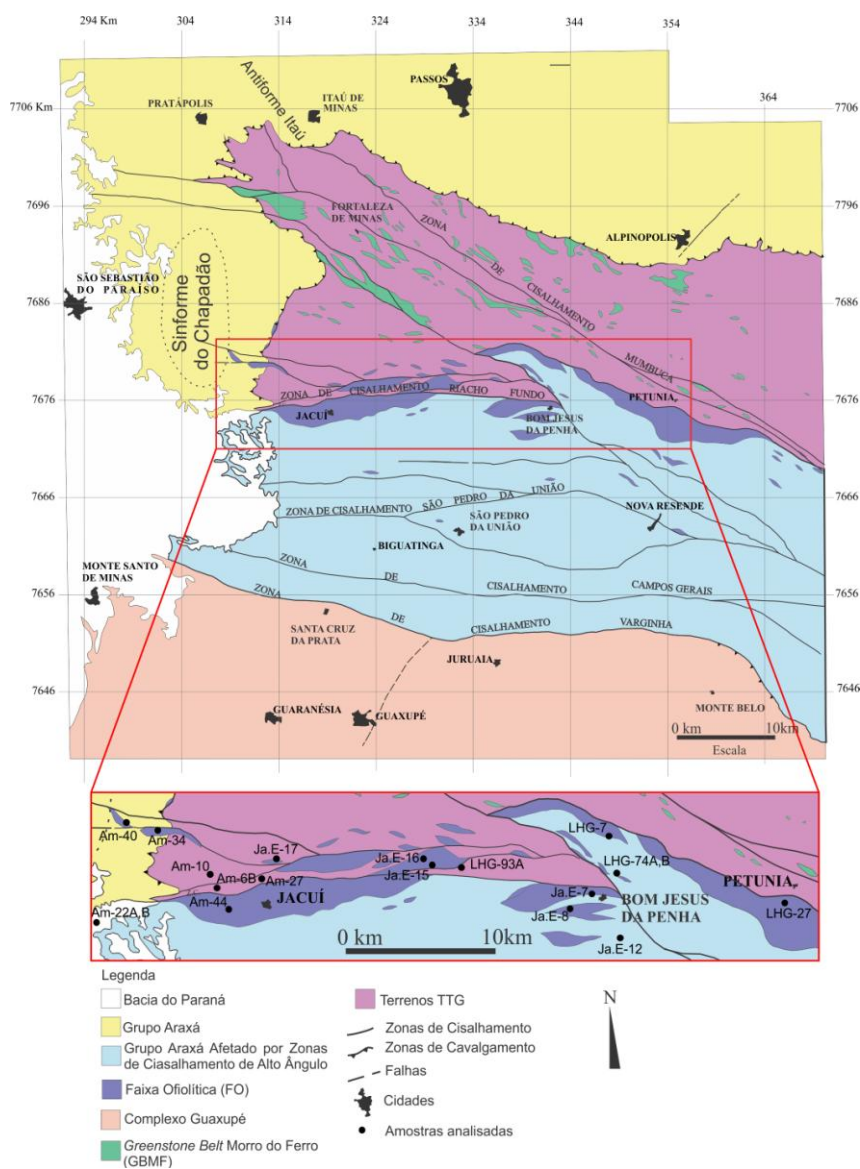
**ABSTRACT** - In the southern portion of the São Francisco Craton, between the municipalities of Jacuí and Bom Jesus da Penha, south/southeast of Minas Gerais State (Brazil), several bodies of metamafic and metaultramafic rocks occur, in lenticular to irregular shapes and decimetric to hectometric, sometimes kilometric, sizes, elongated and concentrated in an E-W or WNW/ESE belt. These bodies outcrop an area of approximately 70 m<sup>2</sup>, between the archean and paleoproterozoic infracrustal rocks and the neoproterozoic allochthonous supracrustal rocks, purportedly interpreted as part of an archean greenstone belt, while recent studies attribute them to an ophiolitic neoproterozoic subduction complex. The studied rocks include: amphibolites, amphibole schists, metaperidotites, among others. These rocks were affected by regional metamorphism at amphibolite facies (700-750°C and at least 7 kbar) followed by anatexis of granitic rocks, which are the same conditions observed for Araxá Group rocks that occur intercalated with. Geochemical data, in accordance with petrography, showed that protoliths are pyroxenites, peridotites and basic intrusions related to a subduction complex and revealed chemical modifications that indicate crustal contamination during tectono-metamorphic evolution.

**Keywords:** ophiolite, metamafic/metaultramafic rocks, lithochemistry.

## INTRODUÇÃO

No limite sul do Cráton São Francisco, entre as cidades de Jacuí e Bom Jesus da Penha, aflora uma sequência de rochas metamáficas e metaultramáficas que constitui uma faixa com orientação E-W a WNW-ESE, denominada por Teixeira et al. (1987) de Faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí (F-BJP-J) (Fig. 1). Os primeiros estudos desenvolvidos nessa região (Teixeira, 1978; Teixeira & Danni, 1979 a, b), a incluíram no *Greenstone Belt* Morro do Ferro (GBMF). Entretanto, Teixeira et al. (1984, 1987) e

Marcheto et al. (1988) apresentam diferenças nas associações litológicas e condições de metamorfismo dessa faixa em relação à sequência *greenstone*. Devido a estas diferenças, trabalhos posteriores consideraram que a F-BJP-J seria um complexo de subducção neoproterozoico associado à sequência metavulcanossedimentar atribuída ao Grupo Araxá (Soares et al., 1990, 1991; Zanardo, 1992, 2003; Roig, 1993; Zanardo et al., 1992).



**Figura 1.** Contexto geológico onde se situa a área de estudo mostrando a distribuição dos corpos metamáficos/metaultramáficos das sequências ofiolítica e *greenstone*, e o detalhe com as localizações das amostras analisadas. Modificado de Zanardo (2003).

Atualmente existem poucos dados litoquímicos para as rochas metamáficas e metaultramáficas da F-BJP-J (Lima, 2014) que

possam contribuir para discussões em relação aos possíveis ambientes tectônicos em que essas rochas se formaram e os possíveis

protólitos das mesmas. Desta maneira, o presente trabalho apresenta dados litogeoquímicos das rochas metamáficas e

metaultramáficas em questão, a fim de contribuir com estudos geológicos mais detalhados.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Foram analisadas 21 amostras de rochas da F-BJP-J (Fig. 1). As análises litogeoquímicas das amostras “Am-X” e “JAE-X” foram realizadas por Espectrometria de Emissão Óptica por Plasma Acoplado Indutivamente (*Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry*) (ICP-OES) e Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) (ICP-MS) no Laboratório Acme (Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá) (Tab. 1).

Os elementos maiores das amostras “LHG-X”, e os elementos Cr, Cu, Ni e Zn da amostra LHG-07 foram analisados por Espectrometria de Fluorescência de Raios X no Laboratório de Geoquímica (Labogeo) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (IGCE/UNESP). Os elementos Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y e os elementos terras raras foram analisados por ICP-MS no Laboratório Acme (Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá) (Tab. 1).

**Tabela 1.** Análises químicas de rocha total das rochas metamáficas e metaultramáficas analisadas.

	Metamáficas						Metaultramáficas	
	Metabásica	Anfibolito					Actinolita- Cummingtonita/Grünerita Xistos	
		JAE-12	Am-2	Am-27	LHG-07	LHG 74 B	JAE-7	JAE-17
SiO <sub>2</sub>	48.25	46.12	50.19	50.14	54.42	47.66	51.92	45.2
TiO <sub>2</sub>	1.35	4.27	0.78	1.81	0.22	0.45	0.45	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.35	12.31	12.11	13.51	12.86	15.81	3.54	10.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.38	19.51	12.14	14.4	6.49	9.96	13.63	10.6
MnO	0.16	0.41	0.22	0.25	0.39	0.16	0.21	0.21
MgO	8.37	4.58	8.5	6.28	7.37	9.76	17.1	19.16
CaO	10	7.61	13.02	9.36	9.29	12.71	9.11	8.18
Na <sub>2</sub> O	2.52	3.05	1.29	2.29	2.87	1.58	0.64	0.58
K <sub>2</sub> O	0.28	0.18	0.27	0.7	1.14	0.16	0.06	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	1.31	0.08	0.22	0.12	0.03	0.05	0.04
LOI	0.90	0.40	1.00	1.03	4.82	1.40	2.3	4.8
SOMA	99.68	99.75	99.60	99.99	99.99	99.68	99.01	99.12
Ba	256.00	67.00	74.00	126.00	42.00	47.00	12	9
Rb	4.10	2.50	1.90	15.30	0.70	2.10	0.3	0.4
Sr	321.80	258.50	261.60	181.80	33.50	128.70	15.4	7.2
Y	17.10	61.50	26.10	39.90	17.80	10.40	373.3	21.5
Zr	82.60	378.00	61.50	149.00	7.00	22.30	26.2	14.9

Nb	5.90	28.60	3.60	9.30	1.40	1.00	2.1	0.9
Th	0.60	5.60	0.40	3.50	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Pb	0.40	1.90	1.10	*	*	1.50	<0.1	0.7
Ga	17.40	22.30	14.30	17.50	8.80	12.80	7.2	10.2
Zn	17.00	34.00	26.00	97.00	*	11.00	53	64
Cu	112.50	63.40	11.80	116.00	*	25.90	40.1	13.2
Ni	125.80	14.90	62.60	49.00	*	40.90	204.1	385.1
V	275.00	201.00	277.00	334.00	86.00	200.00	105	175
Cr	301.05	34.21	752.63	153.00	*	602.11	2442.633	2702.633
Hf	2.30	7.90	1.80	4.10	0.30	0.60	0.6	0.4
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	0.20	<0.1	0.40	<0.1	<0.1
Sc	26.00	38.00	39.00	*	*	33.00	15	29
Ta	0.30	1.80	0.20	0.60	0.20	0.10	0.1	<0.1
Co	61.80	40.20	60.50	51.20	50.00	51.60	122.6	79.8
Be	<1	6.00	<1	<1	<1	<1	<1	2
U	0.20	1.40	<0,1	0.50	<0,1	<0,1	0.3	0.1
W	<0,5	<0,5	1.20	1.70	4.60	<0,5	<0.5	<0.5
Sn	<1	3.00	5.00	1.00	1.00	<1	<1	1
Mo	0.60	1.20	0.90	<0,1	<0,1	0.40	0.4	0.5
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1.80	<0.5	<0.5
La	9.20	53.30	10.20	13.70	33.50	3.00	180.9	77.4
Ce	19.10	113.80	21.00	30.20	8.50	5.30	8.9	27.7
Pr	2.86	15.29	2.95	4.16	6.34	0.89	40.03	22.29
Nd	13.70	66.50	12.00	19.60	24.10	4.50	184.3	74.5
Sm	3.09	13.96	3.16	4.99	3.85	1.30	54.75	11.35
Eu	1.26	4.04	1.02	1.30	1.26	0.45	17.81	3.54
Gd	3.60	14.15	4.12	5.99	3.63	1.63	80.17	7.06
Tb	0.58	2.19	0.70	1.12	0.54	0.32	14.06	1.1
Dy	3.50	11.92	4.80	6.50	2.89	2.05	82.41	5.74
Ho	0.74	2.55	1.00	1.43	0.59	0.39	17.53	0.94
Er	2.05	7.09	2.77	4.23	1.72	1.24	49.59	2.73
Tm	0.27	1.06	0.41	0.63	0.26	0.16	7.32	0.43
Yb	1.70	6.25	2.45	3.93	1.63	1.13	49.43	2.53
Lu	0.25	0.93	0.39	0.60	0.24	0.17	7.32	0.36

**Continuação tabela 1.** Análises químicas de rocha total das rochas metamáficas e metaultramáficas analisadas.

Metaultramáficas							
	Actinolita-Cummingtonita/Grünerita Xistos				Antofilita-Tremolita Xisto/Fels		
	Am-10	Am-22A	Am-40	LHG 74 A	JAE-13	JAE-15A	JAE-15B
SiO <sub>2</sub>	50.03	55.8	47.7	54.76	56.12	44.8	45.03
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.07	0.13	0.16	0.13	0.25	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.08	1.81	9.31	6.61	3.65	9.17	8.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.37	7.22	9.19	8.63	8.12	9.34	9.8
MnO	0.2	0.24	0.15	0.17	0.21	0.1	0.06
MgO	16.97	19.78	19.35	17.07	18	26.96	27.75
CaO	8.18	11.65	6.21	10.4	10.24	0.71	0.16
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.3	0.07	0.77	0.53	0.12	0.03
K <sub>2</sub> O	0.03	0.01	<0,01	0.08	0.06	0.01	<0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	<0,01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
LOI	2.3	2.5	6.7	1.35	2	7.50	7.80
SOMA	99.36	99.38	98.83	100.02	99.08	98.98	98.94
Ba	15	2	14	507	26	20.00	7.00
Rb	0.2	0.1	0.4	28	0.5	0.50	0.30
Sr	13	11.7	13.2	241.1	16.3	9.50	1.00
Y	12	11.7	81	83	40.9	17.50	12.60
Zr	37.8	11.3	8.6	8.5	10.9	16.60	11.70
Nb	1.9	0.4	1.9	3.4	0.9	0.80	0.50
Th	0.3	0.9	<0.2	1.3	<0.2	<0.2	0.20
Pb	0.3	0.4	0.5	*	<0.1	<0.1	2.00
Ga	9.2	3.7	13.8	14.3	6.5	7.40	5.90
Zn	8	8	176	*	116	51.00	34.00
Cu	9	8.5	9.2	*	20.2	16.10	11.10
Ni	84.4	271.3	896.1	*	210.5	615.20	252.80
V	208	35	78	80	63	134.00	139.00
Cr	1758.422	766.3163	3468.95	*	2415.265	2600.00	2825.79
Hf	1.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.50	0.20
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1
Sc	32	5	15	*	8	23.00	24.00
Ta	0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1
Co	84.7	57.9	67.3	40.6	66.4	92.30	74.90
Be	<1	<1	<1	3	<1	<1	<1
U	<0.1	<0.1	0.9	0.6	0.1	<0.1	<0.1
W	<0.5	<0.5	<0.5	6.6	1.6	<0.5	<0.5
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	0.3	0.5	0.1	*	0.1	<0.1	<0.1
Au	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	2.8	8.5	266.4	68.7	83.7	56.30	41.40
Ce	6.8	17.7	4	72.2	11.8	2.30	1.70
Pr	0.94	2.65	68.84	18.33	20.67	10.53	7.55
Nd	4.2	10.9	239.7	81	64.1	38.40	28.30
Sm	1.5	2.77	45.03	15.75	13.76	6.17	3.96
Eu	0.89	0.49	10.52	6.5	4.35	1.71	0.98
Gd	2.2	2.67	31.23	17.25	11.32	4.54	3.05
Tb	0.41	0.45	4.33	2.8	2.24	0.66	0.41
Dy	2.64	2.4	22.04	15.1	10.93	3.31	2.14
Ho	0.58	0.55	3.76	2.87	2.05	0.62	0.46
Er	1.38	1.44	9.53	7.72	5.36	1.72	1.21
Tm	0.19	0.2	1.46	1.13	0.76	0.23	0.18
Yb	1.16	1.36	9.26	6.78	5.19	1.36	1.04
Lu	0.18	0.17	1.23	0.96	0.68	0.21	0.15

**Continuação tabela 1.** Análises químicas de rocha total das rochas metamáficas e metaultramáficas analisadas.

	Metaultramáficas					
	Antofilita-Tremolita Xisto/Fels				Metaperidotito	
	Am-6	Am-44	LHG 27	JAE-16	Am-34	JAE-8
SiO <sub>2</sub>	50	56.27	50.55	48.03	43.31	43.95
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.05	0.46	0.11	0.14	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.18	2.77	8.86	6.44	5.4	4.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.87	6.05	12.41	8.53	8.97	9.37
MnO	0.2	0.1	0.23	0.09	0.14	0.14
MgO	23.94	23.4	21.52	26.23	29.53	30.94
CaO	3.25	6.57	3.77	2.9	3.04	3.36
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.18	0.33	0.1	0.28	0.2
K <sub>2</sub> O	0.02	<0,01	0.09	0.01	0.02	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01
LOI	4.90	3.80	1.75	6.60	8	6.4
SOMA	99.01	99.21	100	99.05	98.85	98.81
Ba	668.00	8.00	7	21.00	19	20
Rb	0.20	0.50	0.3	0.60	0.6	0.6
Sr	10.70	8.50	13.4	4.40	9.8	9.5
Y	55.20	24.40	130.7	28.80	33.1	4.8
Zr	11.30	1.60	20.4	16.70	6	8.8
Nb	0.60	0.10	0.5	0.70	0.1	0.7
Th	<0.2	<0.2	<0.2	0.30	<0.2	0.3
Pb	0.20	2.30	*	0.20	0.8	<0.1
Ga	7.60	3.00	9	6.10	4.7	3.6
Zn	38.00	15.00	*	92.00	33	21
Cu	34.80	27.80	*	49.70	5	4.4
Ni	356.00	186.40	*	733.50	1367.4	1497.3
V	125.00	22.00	176	111.00	96	93
Cr	2600.00	1211.05	*	2100.53	2586.318	2620.528
Hf	<0.1	<0.1	0.6	0.50	0.3	0.2
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1
Sc	24.00	4.00	*	19.00	20	16
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Co	83.50	78.90	102	103.10	91.6	107.4
Be	3.00	<1	<1	<1	1	<1
U	<0,1	<0,1	<0,1	0.30	<0.1	<0.1
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	0.30	0.30	<0,1	<0.1	0.3	0.4
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0.5	<0.5	<0.5
La	72.10	73.30	48.1	33.60	31.3	2.6
Ce	9.20	28.90	5	2.50	0.7	2.8
Pr	17.13	15.44	17.1	6.52	3.77	0.36
Nd	66.30	53.90	80.6	27.00	14.9	1.4
Sm	12.40	9.98	16.97	4.66	2.04	0.33
Eu	4.23	3.21	6.39	1.26	0.62	0.11
Gd	12.27	8.76	21.16	4.93	3.1	0.45
Tb	1.91	1.35	3.66	0.79	0.42	0.1
Dy	10.72	7.27	22.13	4.80	2.39	0.83
Ho	2.43	1.17	4.46	0.96	0.6	0.19
Er	5.63	2.97	12.68	3.00	1.69	0.44
Tm	0.93	0.39	1.86	0.41	0.19	0.07
Yb	5.59	2.34	11.31	2.67	1.03	0.5
Lu	0.82	0.29	1.68	0.37	0.17	0.06

## CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se na zona limítrofe entre o Cráton São Francisco e a Placa Paranapanema (Morales, 1993), fazendo parte da Faixa Brasília Meridional (Fuck, 1990). A região é constituída por unidades geológicas de diferentes evoluções, idades e gêneses, que foram amalgamadas durante a Orogênese Brasileira/Panafricana no Neoproterozóico.

As rochas mais antigas são atribuídas ao terreno tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) que constitui sequências infracrustais de idades arqueana e transamazônica, pertencentes ao Complexo Barbacena (Hasui & Quade, 1988) ou Complexo Campos Gerais (Cavalcante et al., 1979), e rochas do GBMF que ocorre encaixado no terreno TTG (Teixeira, 1978; Teixeira & Danni, 1979a, b). Essas unidades constituem o embasamento cristalino que foi afetado por evento tectono-metamórfico e magmático no Paleoproterozóico, e por deformação associada a metamorfismo de fácies xisto verde no Neoproterozóico (Morales et al., 1983; Crosta et al., 1986; Zanardo et al., 1996a, b, 2000, 2006; Szabó, 1996), correspondendo à porção sul da Placa Franciscana afetada pelo evento Brasileiro.

Sobreposto ao terreno TTG ocorrem rochas metamórficas neoproterozoicas alóctones, de natureza sedimentar e magmática (Grupo Araxá), tipicamente sedimentares (Grupo Canastra) e sedimentares autóctones a alóctones (Grupo Bambuí) (Zanardo, 1992; Simões,

1995). Cobrindo as rochas do Grupo Araxá a oeste e a sudoeste ocorrem sedimentos paleozoicos (Formação Aquidauana), mesozoicos (formações Pirambóia e Botucatu) e rochas vulcânicas mesozoicas (Formação Serra Geral), pertencentes à Bacia do Paraná. Localmente, ocorrem coberturas terciárias e/ou quaternárias associadas à evolução geomorfológica, e à atuação das drenagens antigas, bem como sedimentos holocênicos associados às drenagens atuais que modelaram a região.

A área de estudo está inserida no contexto da Zona de Cisalhamento Campo do Meio (Cavalcante et al., 1979), que é constituída por zonas de cisalhamento de caráter dúctil, dúctil-rúptil, localmente rúptil (zonas de cisalhamentos Mumbuca, Riacho Fundo, São Pedro da União, Campos Gerais e Varginha, Fig. 1), com direção NW-SE a E-W e natureza levógira transpressiva, desenvolvida durante o Neoproterozoico (Morales, 1993; Zanardo, 1992, 2003). As rochas metamáficas/metaultramáficas atribuídas a F-BJP-J, foco do estudo deste trabalho, estão concentradas no contato entre o embasamento cristalino (terrenos TTG) e as rochas do Grupo Araxá, na região entre as cidades de Jacuí-Bom Jesus da Penha (Fig. 1) e, estão orientadas de acordo com a zona de cisalhamento Riacho Fundo.

## SEQUÊNCIA DE ROCHAS METAMÁFICAS E METAULTRAMÁFICAS NA REGIÃO DE JACUÍ-BOM JESUS DA PENHA

As rochas metamáficas e metaultramáficas ocorrem como corpos alongados, lenticulares a fusiformes, com orientação geral E-W, posicionados no limite entre o Terreno TTG e os ortognaisses e metassedimentos atribuídos ao Grupo Araxá (Zanardo, 1992; Zanardo et al., 1996a, b, 2000, 2006; Godoy et al., 1999). A porção oeste desta faixa possui direção ENE e para leste, a partir do meridiano 46°33', inflete-se para ESE (Fig. 1).

Os corpos metamáficos/metaultramáficos distribuem-se, em geral, de maneira dispersa, possuem extensões decimétricas a

quilométricas e espessuras decimétricas a decamétricas, sendo raros os que ultrapassam 100 metros de espessura. Estão envolvidos e/ou intercalados com gnaisses (orto e paraderivados), migmatitos, metassedimentos (pelíticos e psamíticos) e raramente com formações ferríferas e gonditos, podendo englobar em alguns casos esses mesmos litotipos. O contato das rochas metamáficas e metaultramáficas com as encaixantes é abrupto e/ou transicional marcado por foliação milonítica.

A estruturação geral dessas rochas é marcada por uma foliação milonítica anastomosada bem desenvolvida, com orientação média, na porção estudada, próxima a E-W e mergulhos de alto ângulo predominantemente para sul. Entre as zonas de cisalhamento aparecem domínios com a foliação principal apresentando ângulos de mergulho moderados a baixos, normalmente, desenhando estruturas braquisinformais e braquiantiformais. Essa foliação mostra ser infletida para alto ângulo de mergulho pelas zonas de cisalhamento. A lineação mineral é paralela a de estiramento, tanto nos planos de alto ângulo como de baixo ângulo. A lineação de estiramento associada aos indicadores cinemáticos indica transporte tectônico de W a WNW para E a ESE e deslocamento sinistral das zonas de cisalhamento empinadas (Morales, 1993).

Os litotipos comuns a essa sequência são representados por anfibólitos-clorita xisto, anfibólito xistos, anfibólitos *fels* e anfibolitos, em menor escala por clinopiroxenitos, metaperidotitos e raramente talco-serpentina *fels*, e estão intercalados com gnaisses graníticos. Tanto as rochas metamáficas/metaultramáficas como os gnaisses são cortadas por injeções de material granítico.

O metamorfismo na região está registrado de forma heterogênea (Szabó, 1996; Zanardo, 1990, 1992, 2003; Zanardo et al., 1996a, b); esse aspecto é atribuído à atuação das zonas de cisalhamento e a partição de deformação, que reflete a estruturação heterogênea da região (Morales, 1993).

As paragêneses e as texturas metamórficas indicam caminhamento metamórfico de sentido horário, com o ápice metamórfico em fácies anfibolito superior/granulito, zona da cianita, com temperaturas mínimas entre 700-750°C, e pressões superiores a 7 kbar, podendo ter alcançado mais de 12 kbar (Teixeira et al., 1987; Zanardo, 1992; Zanardo et al., 1990, 1996a, b). Essas condições de metamorfismo se reequilibram em fácies anfibolito médio a anfibolito inferior, na zona da cianita a temperaturas da ordem de 550 e 600°C no campo de estabilidade da cianita e estauroлита. Posteriormente, essas rochas são afetadas de forma heterogênea por retrometamorfismo em fácies xisto verde. O metamorfismo é concordante com o observado nas rochas do Grupo Araxá no qual as rochas metamáficas/metaultramáficas estão encaixadas (Del Lama et al., 1992; Del Lama, 1993; Szabó, 1996; Teixeira & Danni, 1979a; Teixeira et al., 1987; Zanardo, 1992, 2003; Zanardo et al., 1990, 1996a, b).

## PETROGRAFIA

### Rochas metamáficas

#### *Anfibolitos*

Os anfibolitos são melanocráticos de coloração verde, com granulação que varia de fina a média, a estrutura é bandada, marcada por bandamento composicional paralelo à foliação principal, e a textura é nematoblástica com porções lenticulares granoblásticas (Fig. 2A).

A mineralogia principal é composta por hornblenda (30-55%), plagioclásio (andesina a albíta) (10-40%), diopsídio (5-8%), granada (5-15%), epidoto (0-34%) e quartzo (2 a 10%). Os minerais acessórios são representados por titanita (1-5%), minerais opacos (1-5%), carbonatos (1-6%) escapolita (1-2%), olivina (0-2%), biotita/flogopita (0-2%), cummingtonita (0-2%), rutilo, apatita, feldspato potássico, muscovita/sericita e clorita.

A hornblenda apresenta duas fases de geração. A primeira fase é representada por cristais equidimensionais euédricos de forte pleocroísmo (verde amarelado claro – verde oliva – castanho) e cresce em substituição ao piroxênio. A segunda fase é constituída por cristais anedrais a subedrais de pleocroísmo mais fraco (verde – verde oliva), formados a partir dos cristais da primeira fase, ou diretamente a partir dos clinopiroxênios. Nas bordas dos cristais de hornblenda pode ocorrer actinolita.

Os cristais de diopsídio são anedrais, em algumas amostras constituem os maiores cristais da rocha com dimensões acima de 1,2 mm, e exibem coloração levemente esverdeada, ressaltada pela uralitização. Os contatos com os cristais de hornblenda são lobulados (Fig. 2C).



Os cristais de plagioclásio possuem composição entre andesina e albita, organizam-se na forma de lentes descontínuas e exibem extinção ondulante, arqueamento das lamelas e plano de rompimento associado a neomineralização ou recristalização. Em alguns casos, encontram-se saussuritizados, associados com epidoto, carbonato, clorita e mais raramente, titanita.

Os cristais de granada ocorrem dispersos na rocha com formatos mais ou menos arredondados a irregulares, sendo subedrais a anedrais. Em seus interiores pode haver inclusões de quartzo, opacos, hornblenda ou apatita.

O epidoto constitui cristais anedrais de dimensões submilimétricas que estão subordinados, principalmente, aos cristais de plagioclásio, de piroxênio e de hornblenda. Algumas rochas mostram uma epidotização mais desenvolvida fazendo com que o epidoto constitua até 35% do volume da rocha, o que é acompanhado pelo aumento da quantidade de carbonato. Nesse caso os cristais de epidoto organizam-se como agregados, e crescem sobre anfibólios, plagioclásio e piroxênios, sendo que, normalmente quando em contato com a hornblenda esta apresenta passagem para ferroactinolita.

A titanita constitui agregados alongados nos leitos ricos em máficos, na forma de cristais alongados e frequentemente envolve mineral opaco (ilmenita) e rutilo.

A escapolita ocorre sob a forma de cristais anedrais, normalmente, em contato com o plagioclásio. Está parcialmente transformada para filossilicatos incolores, exibindo aspecto fibroso.

A biotita/flogopita associa-se ao anfibólio, é normalmente anedral e possui cor laranja avermelhada em  $\gamma$ .

Os cristais de carbonato são pequenos, poligonais a irregulares, e estão espalhados pela lâmina ou associados a fraturas. Essa fase aparenta ser produto dos processos de alteração da hornblenda e do plagioclásio.

O quartzo ocorre localmente como cristais anedrais, intensamente recristalizados e com extinção ondulante incipiente. Os contatos entre os cristais de quartzo são poligonais e com outros minerais são lobulados, engrenados a retilíneos. Ocorrem intersticialmente, como

inclusões no anfibólio ou concentrados em fraturas.

A clorita ocorre sob a forma de agregados de palhetas dispostas intersticialmente. Os cristais de clorita tem formato irregular, com aspecto fibroso e apresentam extinção ondulante. São incolores com discreto pleocroísmo em tons de verde. Está associada aos cristais hornblenda.

A cummingtonita ocorre como cristais anedrais, incolores que situam-se no interior ou na borda dos cristais de hornblenda.

A apatita aparece como cristais finos anedrais a subedrais inclusos nos cristais de plagioclásio, hornblenda e granada ou dispostos intersticialmente dispersos pela rocha. O feldspato potássico é observado na forma de filetes dispostos intersticialmente e nas bordas dos plagioclásios. A muscovita aparece na forma de algumas palhetas nas porções onde aparece a escapolita. Os opacos são anedrais e, normalmente, associados à titanita.

### **Metabásicas**

As metabásicas são melanocráticas de coloração verde, com granulação que varia de fina a média, a estrutura é maciça e são reconhecidas texturas primárias (ofítica e subofítica) parcialmente preservadas (Fig. 2B).

A mineralogia principal é composta por hornblenda (45-55%), plagioclásio (labradorita a albita) (17-25%), clinopiroxênio (augita e ou diopsídio) (5-17%), ortopiroxênio (bronzita) (0-7%) e granada (5-15%). Os minerais acessórios são representados por minerais opacos (1-5%), olivina (0-2%), biotita/flogopita (0-2%), carbonato e rutilo.

A hornblenda apresenta duas fases de geração, semelhante ao que é observado nos anfibólitos. As duas fases ocorrem como cristais de dimensões inferiores a 0,002 mm e se organizam como agregados. A primeira fase é representada por cristais de pleocroísmo verde claro a castanho que se situa entre os cristais de plagioclásio e piroxênio (Fig. 2E), a segunda fase possui pleocroísmo verde a verde claro e normalmente constituem pseudomorfos de piroxênio (Fig. 2D).

Os cristais de clinopiroxênio são subedrais, com leve pleocroísmo castanho pálido a incolor e apresentam formas resultantes da cristalização magmática parcialmente preservada (Fig. 2D). No contato

com os cristais de plagioclásio comumente há a presença da hornblenda, tanto de primeira como de segunda fase. Esses contatos mostram claramente que ocorreu reação/consumo entre o piroxênio e plagioclásio para a formação da hornblenda. A reação descrita acima não afeta todos os cristais de piroxênio e ocorre em graus variados, podendo ser parcial ou total, gerando pseudomorfos.

O ortopiroxênio ocorre sob a forma de cristais tabulares corroídos gerando formas ovaladas e constitui agregados policristalinos sacaroidais arredondados a irregulares, aparentando constituir pseudomorfos de olivina.

O plagioclásio possui a composição variando de labradorita a albita, com predomínio de andesina, e apresenta-se como cristais tabulares subedrais. Em alguns casos apresenta leve saussuritização. Os contatos com outras fases minerais são lobulados, provavelmente devido a reações metamórficas que levaram a formação de granada e anfibólio.

A granada ocorre como cristais granulares subedrais a eudrais, associada aos cristais de plagioclásio (Fig. 2F). A olivina foi observada na forma de cristal irregular com cerca de 2 mm de diâmetro, com hiperstênio nas bordas. A biotita/ flogopita associa-se ao anfibólio, é normalmente anedral e possui cores laranja avermelhado.

O rutilo ocorre sob a forma de agregados formados por cristais com dimensões inferiores a 0,08 mm (Fig. 2F). Os cristais de carbonato ocorrem como minúsculos cristais anedrais nos planos de rompimento dos plagioclásios.

## **Rochas metaultramáficas**

### ***Anfibólitos xistos***

Os anfibólitos xistos/*fels* são os litotipos dominantes na sequência estudada e apresentam-se em duas variações principais, os antofilita-tremolita xistos/*fels* e/ou tremolita xistos/*fels* e os actinolita/cummingtonita-grünerita xistos.

### ***Antofilita-Tremolita Xisto/Fels***

Os antofilita-tremolita xistos/*fels* apresentam cor cinza esverdeada clara a escura, por vezes com manchas de coloração ocre devido à alteração. A granulação varia de fina a média, a

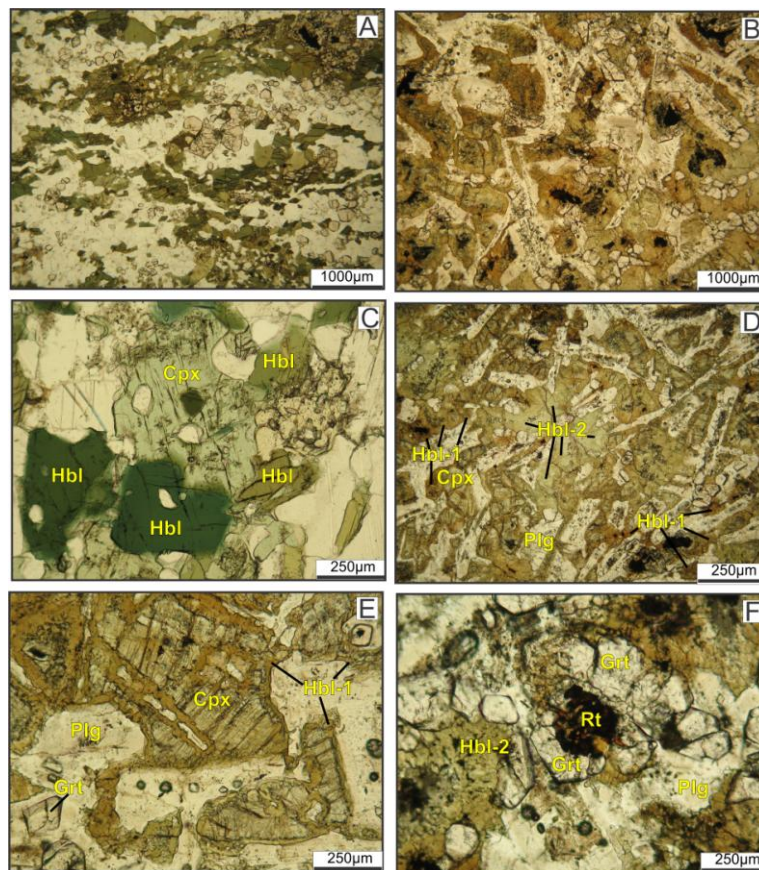
anisotropia varia de ausente ou muito leve (*fels*) a forte constituindo tectonitos L a S-L (Fig. 3A). A textura predominante é nematoblástica inequigranular. O aumento de clorita na mineralogia acompanha o aumento da anisotropia e a textura lepidoblástica torna-se mais evidente configurando anfibólio-clorita xistos. A mineralogia principal é composta por proporções variadas de tremolita e antofilita (30-87%) e clorita (10-70%), os minerais acessórios ou secundários são opacos (1-3%), talco (3-5%), hidróxido de ferro (0-5%), estilpnomelano (0-5%), flogopita (0-3%) e rutilo (<1%).

Os anfibólitos são representados principalmente por tremolita, fase sempre presente como constituinte essencial. A antofilita raramente atinge teor equivalente ou superior ao da tremolita e pode estar presente como acessório ou mesmo ausente, configurando tremolita xistos ou *fels*. Estas fases apresentam-se como cristais prismáticos a aciculares subedrais, em alguns casos a tremolita apresenta sutil pleocroísmo (verde pálido-incolor). Podem exibir estruturas tipo *kink*, arqueamento, extinção ondulante e alguns cristais podem aparecer com disposição oblíqua a transversal à orientação geral. Também ocorre cummingtonita na forma de exsoluções na antofilita e na tremolita (Fig. 3C e 3D) e é comum observar a transformação parcial a total da antofilita ou cummingtonita para talco (Fig. 3B).

A clorita ocorre sob a forma de cristais intersticiais subedrais bem desenvolvidos ou como agregados de cristais curtos a bem longos, gerando aspecto fibroso. Localmente as palhetas estão dobradas e as geminações de repetição são frequentes. A clorita mostra ser produto de substituição dos anfibólitos e ocorre em maior quantidade nas porções mais deformadas configurando clorita xistos. Os hidróxidos de ferro (goethita/limonita) formam trilhas de padrão anastomosado preenchendo os interstícios e fraturas dos anfibólitos e podem formar películas sobre os mesmos. Os opacos constituem pontuações terrosas e pequenos cristais irregulares dispersos. O talco ocorre formando massas de cristais anedrais a subedrais, associados aos anfibólitos, de preferência nas descontinuidades dos mesmos. A flogopita constitui palhetas orientadas

parcialmente alteradas para clorita e o rutilo constitui pequenos cristais prismáticos que

localmente formam difusas trilhas.



**Figura 2.** (A) Anfibolito com textura nematoblástica e bandamento composicional paralelo a foliação principal. (B) Rocha metabásica de textura blastofítica e estrutura isotrópica. (C) Duas fases de hornblenda no anfibolito. (D) Duas fases de cristais de hornblenda na metabásica, a primeira com cristais de coloração castanha e a segunda com cristais de coloração esverdeada. (E) Cristais de hornblenda no entorno dos cristais de piroxênio. (F) Cristais de granada associados aos cristais de plagioclásio. Hbl-1 = hornblenda (primeira fase), Hbl-2 = hornblenda (segunda fase), Cpx = clinopiroxênio, Pl = plagioclásio, Grt = granada, Rt = rutilo.

#### *Actinolita-Cummingtonita/Grünerita Xistos*

Os actinolita-cummingtonita/grünerita xistos possuem coloração cinza esverdeada, com granulação fina a média, anisotropia leve a forte marcada pela orientação dos prismas de anfibólio e textura nematoblástica inequigranular (Fig. 3). A mineralogia principal é constituída por actinolita e/ou cummingtonita/grünerita (90-99%). Os minerais acessórios podem ser clorita (0-8%), quartzo (0-3%), opacos (1-3%), rutilo (<1%) e apatita (<1%).

Os cristais de anfibólio são prismáticos, subedrais a euedrais, às vezes com hábito fibroso e exibem fraco pleocroísmo (verde pálido e incolor) e partição basal, que às vezes é intensa, associada ou não a geminação de repetição. Apresentam dimensões micrométricas a milimétricas, grau de orientação variado, contatos retos e alteração

localizada para clorita, talco, argilominerais e hidróxidos de ferro. A actinolita ocorre em porcentagem inferior a da cummingtonita/grünerita, na forma de cristais isolados e intercrescido com a commingtonita/grünerita.

O rutilo ocorre sob a forma de minúsculos cristais de cor amarela alaranjado, anedrais a subedrais. O quartzo ocorre como cristais anedrais dispostos intersticialmente aos cristais de anfibólio. Os cristais de clorita também se dispõem intersticialmente aos anfibólios e possuem coloração esverdeada. Aa apatita forma pequenos cristais prismáticos a granulares que ocorrem dispersos pela secção delgada.

#### *Metaperidotitos*

Os metaperidotitos apresentam coloração verde escura e anisotropia variada. A textura é

decussada inequigranular e a granulação é média (Fig. 3E e 3F). A mineralogia principal é composta por tremolita (20-40%), bronzita (20-35%), forsterita parcialmente serpentinizada (10-20%) (Fig. 3E e 3F) e clorita (10-30%). Os minerais acessórios e secundários são representados por opacos (2-5%) e o carbonato (0-1%).

A tremolita apresenta-se na forma de cristais prismáticos subedrais a anedrais, bem fraturados, com leve pleocroísmo (verde pálido a incolor). As bordas dos cristais são corroídas pela clorita e as fraturas são preenchidas por clorita e carbonato.

A olivina ocorre como ilhas arredondadas, triangulares a alongadas envoltas por serpentina, formando agregado, que evidenciam cristais primários anedrais, às vezes, alongadas e orientadas (Fig. 3E).

A bronzita ocorre como cristais prismáticos anedrais a subedrais, com coloração

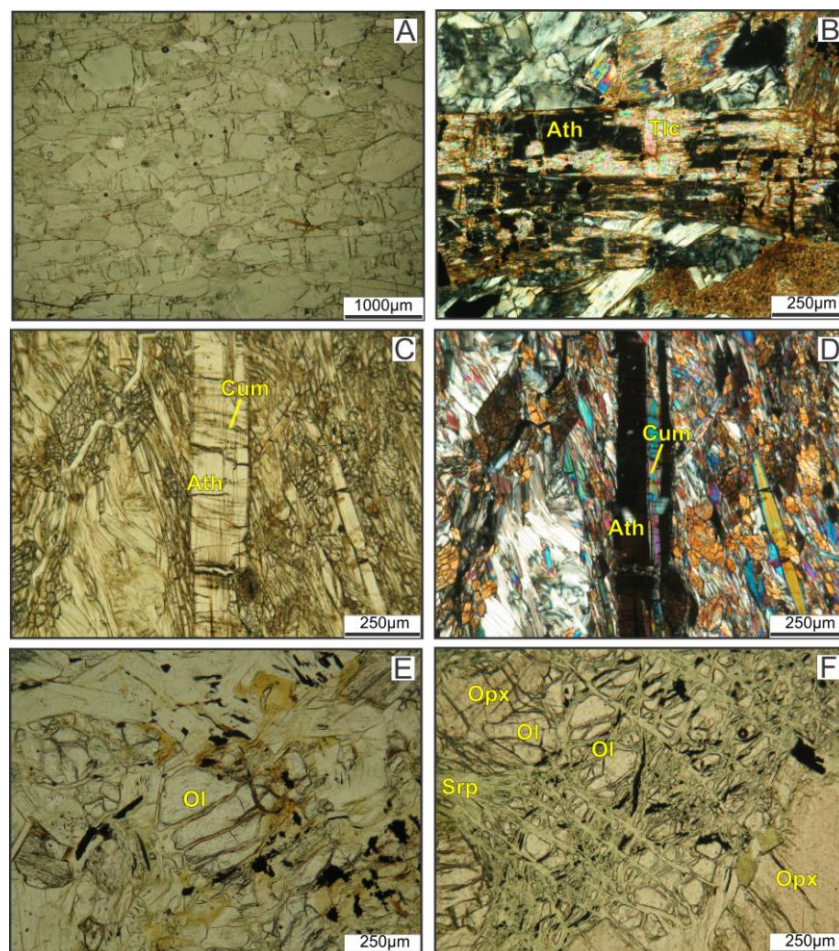
acastanhada clara e contornos corroídos por clorita (Fig. 3F).

A clorita constitui palhetas de aspecto trabular a lamelar, formando agregados intersticiais, sendo que alguns cristais possuem extinção ondulante e arqueamento.

A serpentina é representada pelas variedades antigorita e crisotilo. A antigorita constitui minúsculos cristais com aspecto de “placas” de cor amarelada. O crisotilo ocorre como cristais fibrosos/aciculares de cor esverdeada intercrescidos com antigorita, em geral, associado a olivina.

Os opacos são anedrais e possuem formas arredondadas, irregulares a alongadas e encontram-se distribuídos de maneira homogênea pela rocha.

O carbonato constitui cristais submilimétricos isolados, em pequenos agregados ou como filetes em fraturas nos cristais de anfibólio.



**Figura 3.** (A) Textura nematoblástica bem desenvolvida em actinolita-cummingtonita/grünerita xisto. (B) Cristais de talco formados a partir dos cristais de antofilita. (C) e (D) Exsolução de cummingtonita em antofilita. (E) e (F) Cristais de olivina serpentinizados em metaperidotito. Ath = antofilita, Cum = cummingtonita, Opx = ortopiroxênio, OI = olivina, Srp = serpentina.

### Características gerais dos elementos maiores, menores e traços

#### *Rochas Metamáficas*

Os teores de SiO<sub>2</sub> nas rochas metamáficas variam entre 46,2 a 54,42% e os de MgO entre 4,58-9,76% e são classificadas, predominantemente, como rochas básicas, sendo que apenas uma amostra analisada (LHG 74-B) possui composição intermediária (teor de SiO<sub>2</sub>= 54,42%). Os óxidos de silício e potássio não apresentam correlação definida com o MgO, o de cálcio apresenta correlação negativa e os demais correlação negativa com o MgO (Fig.4).

Os elementos Zr, Hf, Nb e Ga possuem correlação negativa com o MgO e o Cr, Co e Ni correlação positiva. A amostra Am-2 apresenta teores de Zr, Hf, Ti e Nb mais elevados que as outras amostras analisadas, podendo chegar a 50 vezes no caso do Zr, e as amostras Am-27 e JAE-7 possuem teores de Cr também mais elevados. (Fig. 5).

#### *Rochas Metaultramáficas*

As rochas metaultramáficas são classificadas como intermediárias a ultrabásicas segundo os teores de SiO<sub>2</sub> que variam entre 43,31 e 56,27%, e os teores de MgO variam entre 16,97 e 30,94%. O MnO, CaO e o Na<sub>2</sub>O mostram correlação negativa com o MgO, enquanto que os outros elementos maiores não apresentam uma correlação evidente (Fig. 4). Entre as rochas metaultramáficas os actinolita-cummingtonita/grünerita xistos exibem os maiores teores de CaO e Na<sub>2</sub>O e os menores de MgO. Os metaperidotitos são mais empobrecidos em SiO<sub>2</sub> e ricos em MgO que os antofilita-tremolita xistos.(Fig.4).

Os elementos Co, Cr e Ni possuem correlação positiva e o Ga e V correlação negativa com o MgO, sendo que os demais elementos não apresentam uma correlação evidente (Fig. 5). Algumas amostras são muito enriquecidas em relação às outras rochas metaultramáficas analisadas. A amostra JAE-17 está enriquecida em Y de 3 a 70 vezes, na amostra Am-10, os teores de Zr chegam a 20 vezes e na LHG-74A os teores de Sr são no mínimo 10 vezes mais enriquecidos, podendo chegar a 200 vezes.

### Diagramas multielementares de elementos incompatíveis normalizados

#### *Rochas Metamáficas*

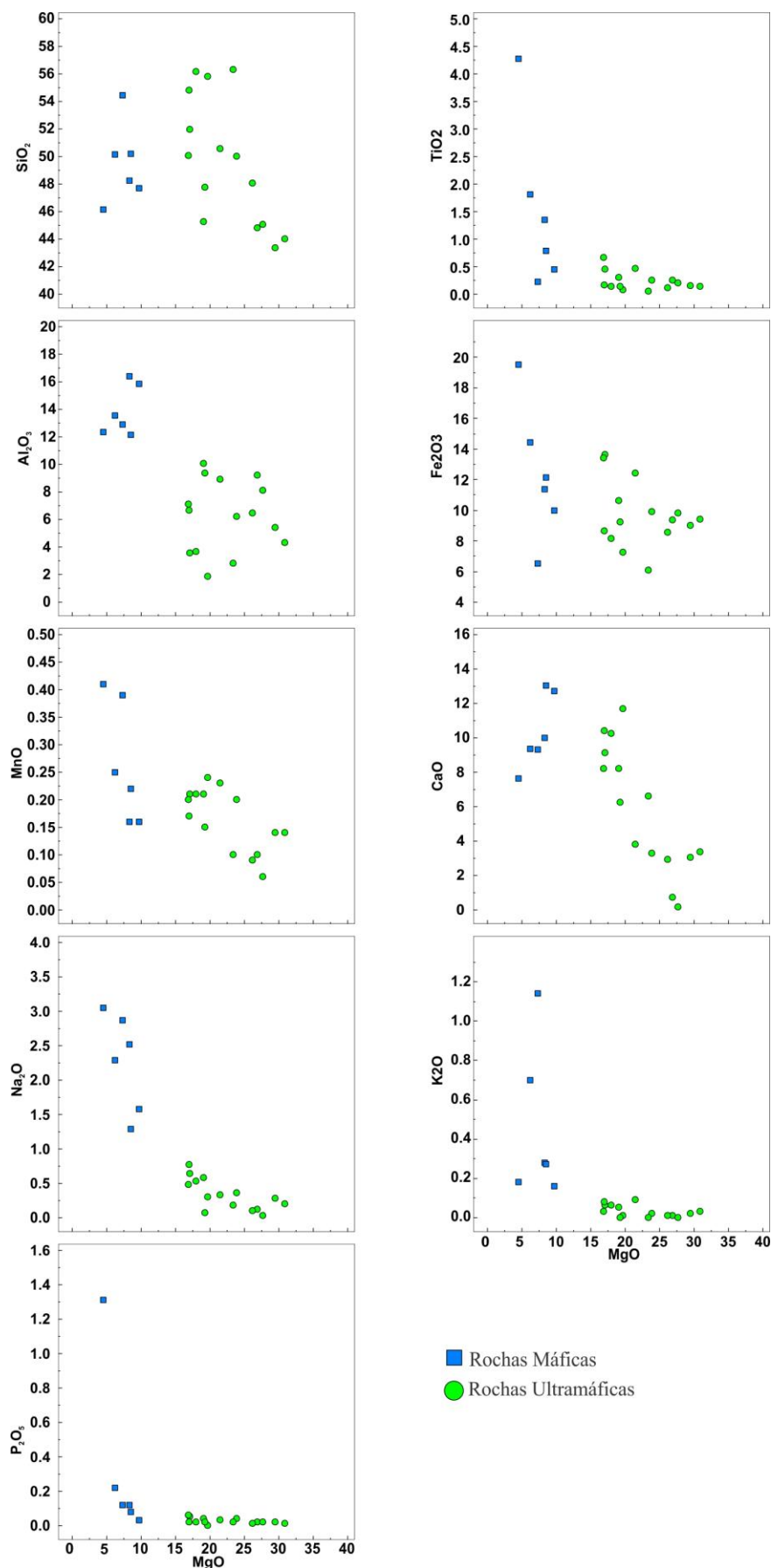
Os Elementos Terras Raras (ETR) das rochas metamáficas analisadas foram normalizados pelo MORB (Pearce & Parkinson, 1993) e geraram padrões de distribuição sub-horizontais, exibindo leve enriquecimento de Elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação aos Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) com razões La/Lu<sub>(N)</sub> = 3,21-25,40, La/Eu<sub>(N)</sub> = 2,72-10,85, Gd/Lu<sub>(N)</sub> = 1,20-1,88, (∑ETRL) / (∑ETRP) = 2,18-6,74 (Fig. 6). Na amostra LHG-74B ocorre uma anomalia negativa em Ce.

Os teores de Elementos de Alto Campo (*High Field Strength Elements - HFSE*) e de ETRP são próximos aos do MORB, e exibem um padrão de distribuição horizontal quando normalizados por este (Fig. 6). Os Elementos Litófilos de Raio Iônico Grande (*Large Ions Lithophile Elements - LILE*) apresentam um leve enriquecimento em relação aos HFSE e os ETRP. Em geral as rochas metamáficas exibem leves anomalias negativas em K<sub>2</sub>O e Nb, sendo que a amostra LHG-74 apresenta anomalias negativas de Nb, Hf, Zr e Ti mais proeminentes.

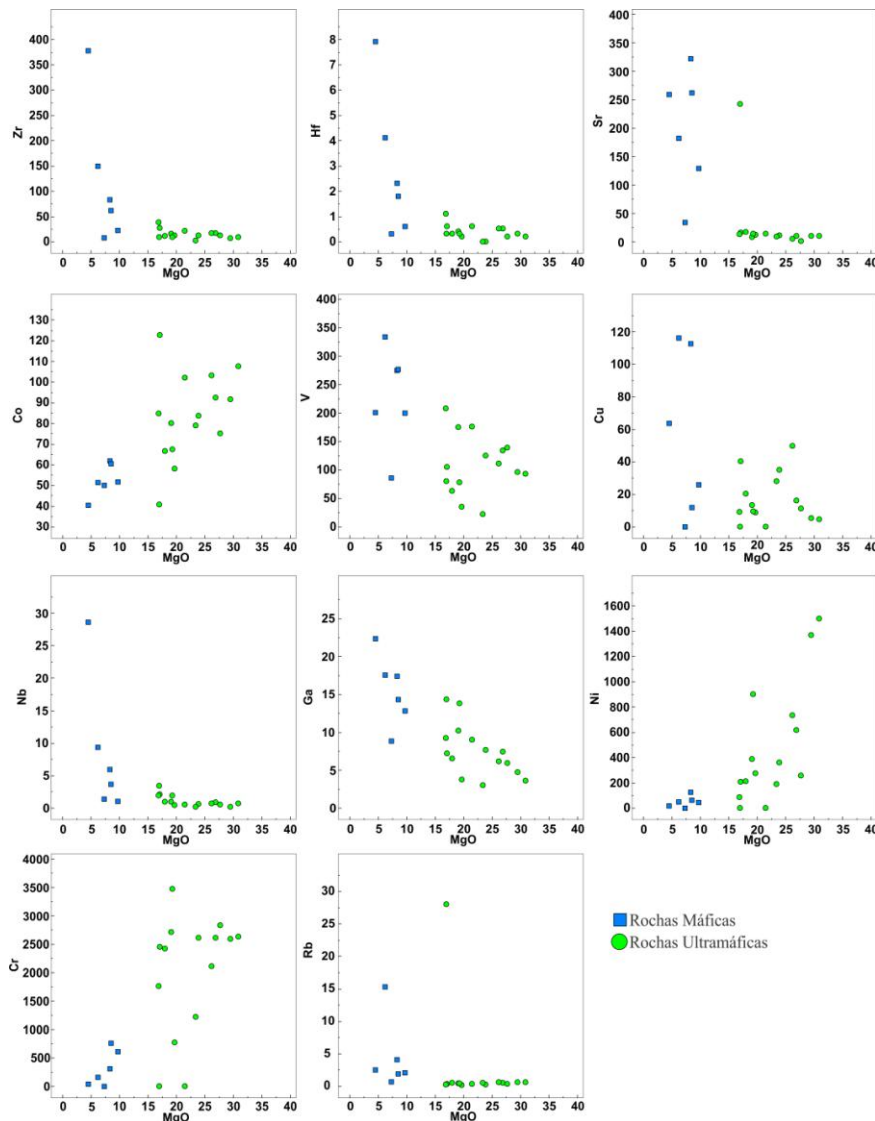
#### *Rochas Metaultramáficas*

Os ETR das rochas metaultramáficas analisadas foram normalizados pelo MORB e formaram padrões de distribuição sub-horizontais, marcados por uma forte anomalia negativa em Ce, sendo que tal anomalia não é observada em um metaperidotito (JAE-8) e em alguns actinolita-cummingtonita/grünerita xistos (Am-10, AM-22A e LHG-74A) (Fig. 6). Os ETRL estão enriquecidos em relação aos ETRP com razões La/Lu<sub>(N)</sub> = 2,83-25,40, La/Eu<sub>(N)</sub> = 1,28-20,06, Gd/Lu<sub>(N)</sub> = 0,75-3,10 e (∑ETRL) / (∑ETRP) = 7,6-634,49.

Os ETRP quando normalizados pelo MORB geram um padrão de distribuição horizontal e os elementos Ti, Zr, Hf, Nb e K<sub>2</sub>O mostram fortes anomalias negativas na maioria das amostras, salvo as amostras JAE-8, Am-10, AM-22A e LHG-74A (Fig. 6).



**Figura 4.** Gráficos do tipo Fenner apresentando distribuição dos elementos maiores e menores na forma de óxidos versus MgO para as rochas metamáficas e metaultramáficas.



**Figura 5.** Gráficos do tipo Fenner apresentado a distribuição dos elementos traços versus MgO para as rochas metamáficas e metaltramáficas.

### Diagramas de classificação

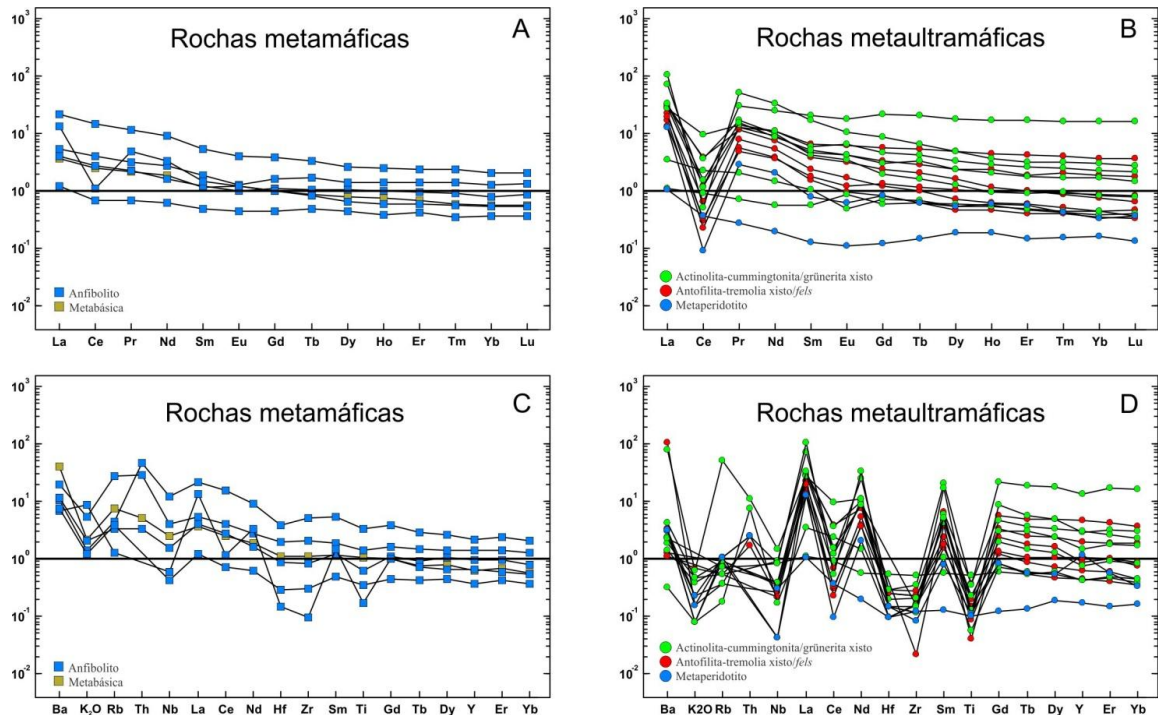
No diagrama  $Al_2O_2-(Fe_2O_3+TiO_2)$ -MgO (Jensen, 1976, modificado por Viljoen et al., 1982 e corrigido por Rickwood, 1989) as rochas metamáficas são classificadas como basaltos toleíticos, sendo que a maioria é de alto ferro e uma amostra é de alto magnésio. As metaltramáficas estão distribuídas entre os campos dos basaltos komatiíticos e dos komatiitos, sendo que os metaperidotitos concentram-se no último (Fig. 7A). No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) as rochas metamáficas e metaltramáficas estão plotadas no campo dos basaltos toleíticos,

apenas a amostra LHG-74B é classificada como cálcio-alcalina (Fig. 7B).

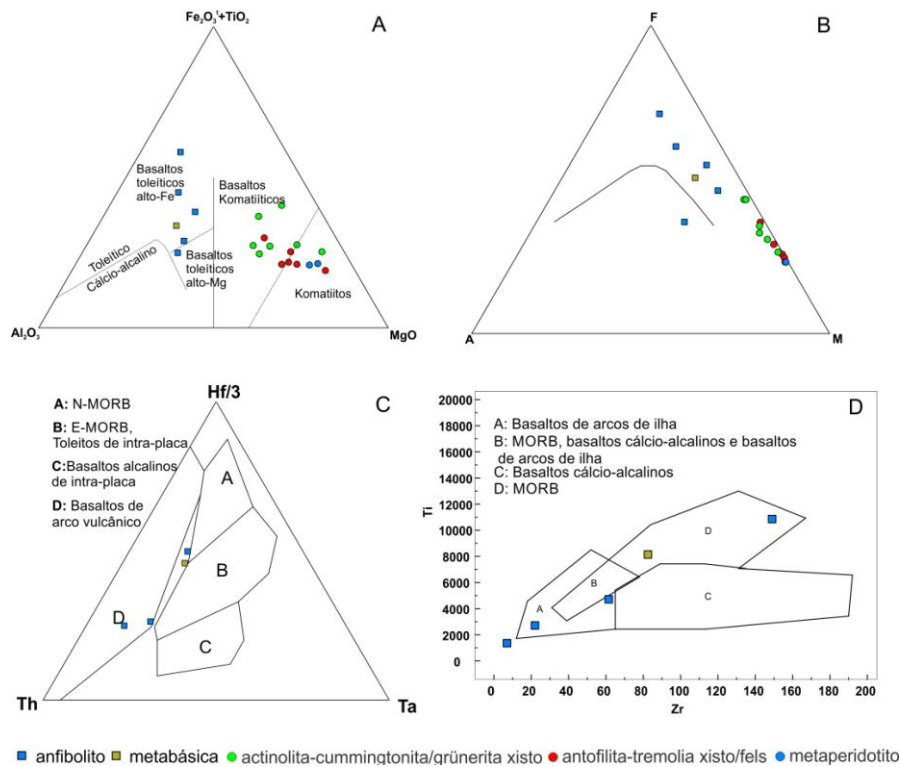
Os diagramas Th-Hf-Ta (Wood, 1980) e Ti-Zr (Pearce & Cann, 1973), utilizados para classificar basaltos, mostram que as rochas metamáficas quando plotadas nesses (Fig. 7C e 7D, respectivamente) situam-se entre os campos dos basaltos toleíticos de arco de ilha e basaltos de cadeia meso-oceânica (MORB).

Os diagramas Ti/Yb-Nb/Yb, Th/Yb-Nb/Yb e Zr/Yb-Nb/Yb (Pearce & Pate, 1995) são utilizados para indicar a fonte dos magmas de arcos vulcânicos, N-MORB ou E-MORB. As rochas metamáficas quando plotadas nestes

diagramas situam-se no campo dos E-MORB (Fig. 8).



**Figura 6.** (A) e (B) Diagramas multielementares com o padrão de distribuição de ETR. (C) e (D) Diagramas multielementares com o padrão de distribuição dos elementos traços. Dados normalizados pelo MORB (Pearce & Parkinson, 1993).



**Figura 7.** (A) Diagrama ternário  $Al_2O_3$ -( $Fe_2O_3+TiO_2$ )- $MgO$  (Jenson, 1976, modificado por Viljoen et al., 1982 e corrigido por Rickwood, 1989) indicando que as rochas metamáficas são classificadas como basaltos toleíticos de alto ferro e alto magnésio, as metaultramáficas estão distribuídas entre os campos dos basaltos komatiíticos e komatiitos. (B) Diagrama AFM que classifica as rochas metamáficas e metaultramáficas como de composição toleítica, salvo uma amostra que está no campo dos cálcio-alcálinos. (C) No diagrama ternário Hf-Th-Ta (Wood, 1980) as metamáficas estão distribuídas entre os campos dos basaltos de arco vulcânico e basaltos do tipo N-MORB e E-MORB. (D) No diagrama binário Ti-Zr (Pearce & Cann, 1973) as metamáficas estão plotadas entre os campos dos basaltos toleíticos de ilhas vulcânicas e basaltos do tipo MORB.





móveis, durante os eventos tectono-metamórficos que ocorreram na região, pois esses teores de ETRP são comuns à crosta continental (Taylor & McLennan, 1985) e não a rochas ultramáficas.

As anomalias negativas em Ti, Zr, Hf e Nb e o enriquecimento em ETRL em relação ao MORB são apontados por alguns autores como resultado da interação de uma crosta oceânica com os fluidos provenientes de uma placa subductante (Pearce & Norry, 1979; Wood, 1980; Pearce, 1982; Shervais, 1982; Shervais, 2001). As anomalias de Ce estão ligadas à oxidação de Ce<sup>3+</sup> para Ce<sup>4+</sup>, que desta maneira pode ser removido do sistema e depositado como CeO<sub>2</sub> em outro ambiente (Braun et al.,

1993). Esse processo é atribuído à interação com a água do mar ou com fluidos hidrotermais.

Os diagramas de classificação mostram que os protólitos das rochas metamáficas seriam de composição toleítica (Fig. 7A e 7B), entretanto não é possível determinar se seriam basaltos formados em arcos vulcânicos ou cadeias meso-oceânicas (Fig. 7C e 7D). Mesmo as razões Nb/Y, Th/Ta, La/Nb, La/Yb, La/Sm, Nb/Th, Zr/Nb, Th/Yb, Nb/Yb utilizadas por Condie (1989) não definem apenas um ambiente para uma mesma amostra. Os diagramas de Pearce e Peate (1995) classificam a fonte mantélica dessas rochas como um MORB enriquecido (E-MORB) (Fig 8).

## CONCLUSÕES

Os dados apresentados apontam que os protólitos das rochas estudadas seriam piroxenitos (anfíbólio xistos), metaperidotitos e intrusões e/ou derrames de natureza básica (rochas metamáficas). Os diagramas classificatórios mostram que as rochas básicas seriam predominantemente de composição toleítica e que a fonte mantélica dos mesmos seria um E-MORB.

O ambiente geotectônico no qual os protólitos das rochas da F-BJP-J foram formados não pode ser definido através dos diagramas de classificação e dos diagramas multielementares somente, devido a mudanças na assinatura geoquímica, provavelmente,

causadas por contaminação crustal. O contexto geológico, as anomalias negativas dos HFSE e o enriquecimento de ETRL indicam que essas rochas estão relacionadas a um complexo de subducção, todavia não há como determinar se a F-BJP-J seria um arco vulcânico ou uma porção da crosta oceânica modificada por fluidos provenientes da subducção (Shervais, 2001). A contaminação crustal em Y sugere que mesmo os ETR e outros elementos químicos podem ter sido enriquecidos, aspecto que não permite determinar com clareza os protólitos e o ambientes tectônicos envolvidos na formação dessas rochas.

## AGRADECIMENTOS

À CAPES pela concessão de bolsa de Mestrado, ao programa de Pós-Graduação de Geologia Regional e Geociências e Meio Ambiente do IGCE-UNESP-Rio Claro e ao CNPq (processo nº n°304535/2011-7).

## REFERÊNCIAS

1. BRAUN, J.J., PAGEL, M., HERBILLON, A., ROSIN, C. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 4419e4434, 1993.
2. CARVALHO, S. G de; CHOUDHURI, A; FIORI, A. P.; OLIVEIRA, M. A. F. de; SOARES, P. C. Paragêneses e possível origem dos xistos básicos e ultrabásicos em Fortaleza de Minas e Arredores – MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, p. 641-647.
3. CARVALHO, S.G. de; SOARES, P.C.; ANTONIO, M.C.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A F. de. Geologia da Sequência Vulcano-Sedimentar de Alpinópolis (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n. 1, p. 38-51, 1993.
4. CAVALCANTE, J. C. CUNHA, H.C. das, CHIEREGATI, L.A., KAEFFER, L.Q., ROCHA, J.M. da, DAITX, E.C., COUTINHO, M.G. da N., YAMAMOTO, K., DRUMOND, J.B.V., ROSA, D.B., RAMALHO, R. *Projeto Sapucaí. Estado de São Paulo e Minas Gerais*. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Brasília, 299 p., 1979.
5. CROSTA, A. P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G. A. J.; SCHRANCK, A. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO

- DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Anais ...**, Goiânia, 1986, v. 2, p. 710-721.
6. DEL LAMA, E.A. **Petrologia das rochas metamórficas de alto grau do Complexo Campos Gerais e correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé: estudos termobarométricos**. Rio Claro, 1993. 132 p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
7. DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. 1992. Metamorfismo da porção sul do Complexo Campos Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 1, p. 407-408.
8. FERNANDES, N. H.; CARVALHO, S. G. de; ZANARDO, A.; FERNANDES, T. M. G. Grau Metamórfico das Formações Ferríferas do Greenstone Belt Morro do Ferro: Abordagem Utilizando Texturas de Exsolução em Anfibólios. **Revista de Geociências (UNESP)**, São Paulo - SP, v. 22, n.1, p. 53-63, 2003.
9. FUCK, R. A. Dobramentos Neoproterozóicos da Margem Ocidental do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, p. 288-289.
10. FURNES, H.; WIT, M. de.; ROBINS, B. A review of new interpretations of the tectonostratigraphy, geochemistry and evolution of the Onverwacht Suite, Barberton Greenstone Belt, South Africa. **Gondwana Research**, v. 23, p. 403-428, 2013.
11. GODOY, A. M.; OLIVA, A.; MORALES, N.; ZANARDO, A. Geologia e geoquímica das rochas graníticas da Zona de Sutura Alterosa, região de São Pedro da União - MG. **Geociências**, São Paulo, v. 18, p. 417-437, 1999.
12. HASUI, Y. & QUADE, H. Structural evolution of the Precambrian in the southern Minas Gerais region. In: GEOWISSENSCHAFTLICHES LATEINAMERIKA KOLLOQUIUM, 1, Hannover, 1988. Tagungsh. Hannover: Deutsche Forschungsgemeinschaft, 1988. p. 53.
13. IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-547, 1971.
14. JAYANANDA, M.; KANO, T.; PEUCAT, J.J.; CHANNABASAPPA, S. 3.35 Ga komatiite volcanism in the western Dharwar craton, southern India: constraints from Nd isotopes and whole rock geochemistry. **Precambrian Research**, v. 162, p. 160-179, 2008.
15. JENSON, L. S. A new method of classifying alkali volcanic rocks. Ontario Division Mineral, **Miscellaneous Paper**. V. 66, p. 22, 1976.
16. LIMA, F. G. Evolução petrogenética das rochas máficas/ultramáficas na área ao sul do Cráton São Francisco, entre as cidades de Fortaleza de Minas e Jacuí. Rio Claro, 2014, 104 p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
17. MARCHETTO, C. L. M.; BRENNER, F.L.; FRANKE, N.D.; CHENEY, J.T.; TEIXEIRA, N.A.; MOREIRA, A. E.; PIMENTEL, R. C.; GALLO, C. B. M. Geologia e petrologia do segmento do greenstone belt Morro do Ferro a sul de Fortaleza de Minas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 149.
18. MORALES, N. **Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental**. Rio Claro, 1993, 270p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
19. MORALES, N.; CARVALHO, S. G.; CHOUDHURI, A.; FIORI, A. P.; OLIVEIRA, M. A. F.; RODRIGUES, M. F. B.; SOARES, P. C.; ZANARDO, A. – Geologia das folhas Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí, Nova Resende, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, 1983, Belo Horizonte. **Boletim...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1983, p. 411-422.
20. PEARCE, J. A., Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in: THORPE, J.S. (Editor) **Andesites**. New York: John Wiley, p. 525-548, 1982.
21. PEARCE, J.A. & CANN, J.R.. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth Planetary Science Letters**, v. 19, n. 2, p. 290-300, 1973
22. PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 69, p. 33- 47, 1979.
23. PEARCE, J. A., & I. J. PARKINSON, Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis, in: H. M. PRICHARD, T. ALABASTER, N. B. W. HARRIS, C. R. NEARY, (Editores) **Magmatic Processes and Plate Tectonics**. Geological Society London Special Publications., v. 76, p. 373-403, 1993.
24. PEARCE, J.A & PATE, D.W. tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 23, p. 251-258, 1995.
25. RICKWOOD P.C. Boundary lines in petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. **Lithos**, v. 22, p. 247-263, 1989.
- Sajona F.G.,
26. ROIG, H. L. **Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida, MG - limite norte do Cinturão Alto Rio Grande: implicações geotectônicas e metalogenéticas**. Campinas, 1993, 136 p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de Campinas.
27. ROSS, P.-S.; BEDARD, J.H. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 46, p. 823-839, 2009.
28. SIMÕES, L. S. A. **Evolução Tectonometamórfica da Nappe de Passos, Sudoeste de MG**. São Paulo, 1995, 2 v. 149 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
29. SHERVAIS, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 59, p. 101-118, 1982.
30. SHERVAIS, J.W. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. **Geochemical, Geophysical, Geosystems**, v. 2, 2001.
31. SOARES, P. C.; CARVALHO, S. G.; FIORI, A. P. Evolução tectônica dos terrenos máficos-ultramáficos na margem sul do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. **Boletim...** Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geociências, 1991, p. 66-68.
32. SOARES, P. C.; FIORI, A. P.; CARVALHO, S. G. Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton São Francisco, no Maciço Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1990, Natal. **Anais...** Natal, v. 7, 1990, p. 63-79.
33. SZABÓ, G. A. J. **Petrologia da Suíte Metaultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na região de sul a oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais)**. São Paulo, 1996, 354p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
34. TAYLOR, S. R.; & MCLENNAN, S. M. **The Continental Crust: its Composition and Evolution**. 312 p: Blackwee, 1985.
35. TEIXEIRA, N. A. **Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da Sequência Vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG**. Brasília, 1978, 213p. Dissertação de Mestrado – Universidade de B Brasília.

36. TEIXEIRA, N. A.; DANNI, J. C. M. Geologia na Raiz de um Greenstone Belt na Região de Fortaleza de Minas, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, p. 17-26, 1979a.
37. TEIXEIRA, N. A.; DANNI, J. C. M.. Petrologia de Lavas Ultrabásicas e Básicas da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro de Ferro, Fortaleza de Minas (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, p. 151-158, 1979b.
38. TEIXEIRA, N. A.; MARCHETTO, C. M. L.; CHENEY, J. T.; DALCOMO, M. T.; MARTINI, S. L.; MATSUI, J. Considerações petrológicas e implicações geotectônicas do Greenstone Belt Morro do Ferro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Boletim Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de geologia, 1:150, 1984.
39. TEIXEIRA, N. A. ; GASPAR, J. C.; BRENNER, T. L.; CHENEY, J. T.; MARCHETTO, C. M. L. Geologia e implicações geotectônicas do greenstone belt do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas - MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, p. 209-220, 1987.
40. TUSHIPOKLA, M. J. Geochemical constraints on komatiite volcanism from Sargur Group Nagamangala greenstone belt, western Dharwar craton, southern India: Implications for Mesoarchean mantle evolution and continental growth. **Geoscience Frontiers**, v. 4, p. 321-340, 2013.
41. VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.; PEARTON, T.N. The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa. In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (Eds.), **Komatiites**. **Allen and Unwin**, London, p. 53e79, 1982.
42. WOOD, D. A., The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 50, n.1, p 11-30, 1980.
43. YARDLEY, B. W. D. **Introdução à petrologia Metamórfica**. Brasília, Universidade de Brasília, 340p, 1994.
44. ZANARDO, A. **Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé - Passos – Delfinópolis (MG)**. Rio Claro, 1992, 288 p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
45. ZANARDO, A. **Pesquisa Geológica e de Matérias-Primas do Centro Nordeste do Estado de São Paulo e Vizinhanças**. Livre Docência. Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), p. 283, 2003.
46. ZANARDO, A.; DEL LAMA, E. A.; MORALES, N.; Análise microestrutural do Grupo Araxá Canastra nas proximidades de Alpinópolis (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais ...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 5, p. 2167-2074.
47. ZANARDO, A.; DEL LAMA, E.A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. de. Geologia da porção limítrofe entre os blocos São Paulo e Brasília. **Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 143 - 168, 1996a. (Número Especial).
48. ZANARDO, A. MORALES, N.; CARVALHO, S. G. de; DEL LAMA, E. A. Contexto geológico do Complexo Barbacena em seu extremo oeste. **Geociências**, São Paulo, v.19, p. 253-264, 2000.
49. ZANARDO, A; MORALES, N.; CARVALHO, S.G. de; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F. Evolução metamórfica da porção sul do Cráton Paramirim. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira Geologia, 1990, p. 1945-1955.
50. ZANARDO, A; MORALES, N.; DEL LAMA, E. A. Evolução metamórfica do grupo Araxá-Canastra na região de Passos (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Boletim De Resumos Expandidos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992. v. 1. p. 408-409.
51. ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F.; DEL LAMA, E. A. Tectono-lithologic associations of the alterosa Paleo Suture Zone – Southeastern Brazil. **Revista da Universidade de Guarulhos – Geociências** v.5, n.1, p.103-117, 2006.
52. ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F. de; DEL LAMA, E.A. Rochas máficas e ultramáficas da Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha – Conceição da Aparecida (MG). **Geociências**, v. 15, p. 279-297, 1996(b).

*Manuscrito recebido em: 22 de Janeiro de 2014  
Revisado e Aceito em: 08 de Abril de 2015*