

# Petrogênese e idade química U-Th-Pb dos pegmatitos de Itambé (BA) registradas pela monazita

Rafael de Magalhães Gomes  
Ferreira<sup>1</sup>

Alexandre de Oliveira Chaves<sup>1\*</sup>  
Ricardo Augusto Scholz Cipriano<sup>2</sup>  
Guilherme de Oliveira Gonçalves<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa  
Instituto de Geociências  
Universidade Federal de Minas Gerais  
Av. Antônio Carlos, 6627  
Belo Horizonte - MG, Brasil  
CEP 31270-901.

<sup>2</sup> Departamento de Geologia  
Universidade Federal de Ouro Preto  
Rua Professor Paulo Magalhães Gomes  
Campus Morro do Cruzeiro Ouro Preto - MG,  
Brasil  
CEP 35400-000

<sup>3</sup> Instituto de Geociências  
Universidade de Brasília.  
Campus Universitário Darcy Ribeiro  
ICC - Ala Central  
Brasília DF Brasil  
CEP 70910-900

\*Autor correspondente:  
alochaves@yahoo.com.br

## RESUMO

Imagens de elétrons retro-espalhados e microanálises químicas por microsonda eletrônica foram obtidas a partir de cristais de monazita pertencentes aos pegmatitos Bananeira, Itambé, Coqueiro, Cavada e Paraíso do município de Itambé-BA, inseridos na Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB). Os cristais mostram-se homogêneos, ou seja, livres de domínios/zoneamentos composicionais e seus teores de U, Th e Pb permitiram a obtenção de idade química média de 502 Ma para o distrito pegmatítico de Itambé. Seus padrões de terras raras normalizados ao condrito mostram anomalia positiva de Sm, elemento fortemente particionado em anfibólio. Esta anomalia sugere que no contexto pós-colisional do Orógeno Araçuaí houve a fusão parcial da rocha encaixante biotita-hornblenda gnaiss durante o processo de decompressão regional associado ao colapso do orógeno, gerando um magma granítico hidratado o bastante para permitir o avolumado crescimento de cristais dos pegmatitos de Itambé, incluindo a monazita. Este mineral atua, portanto, não só como um geocronômetro, mas também como importante indicador petrogenético dos pegmatitos estudados.

**Palavras chaves:** Monazita, Itambé-BA, datação U-Th-Pb por Microsonda Eletrônica, indicador petrogenético.

## ABSTRACT

Backscattered electrons images and chemical microanalysis by electron microprobe were obtained from monazite crystals belonging to the Bananeira, Itambé, Coqueiro, Cavada and Paraíso pegmatites in district of Itambé-BA, which are situated in the Eastern Brazilian Pegmatitic Province (EBPP). The samples are compositionally homogeneous, with no internal domains/zoning and their U, Th and Pb contents allowed obtaining an average chemical age of 502 Ma for the Itambé Pegmatite District. Their chondrite-normalized rare earth element patterns show Sm positive anomaly, an element with very high partition coefficient in amphibole. This anomaly suggests that in the post-collisional context of Araçuaí Orogen the partial melting of biotite-hornblende gneiss wall rock would have occurred during the regional decompression process linked to the collapse of the orogen. This contributed to formation of a granitic melt, which was enough hydrated to allow the large crystal growth of the Itambé pegmatites, including monazite. Therefore, this mineral represents not only a geochronometer, but also a petrogenetic indicator of the studied pegmatites.

**Keywords:** Monazite, Itambé-BA; U-Th-Pb chemical dating, electron probe microanalysis (EPMA), petrogenetic indicator.

## 1. INTRODUÇÃO

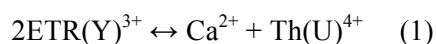
A monazita é um fosfato de elementos terras-raras essencialmente leves de fórmula geral  $ABO_4$ , A = Ce, La, Nd, Pr, Sm, e ainda Eu, Gd, Dy, Y, Th, U, Pb, Ca; e B = P, Si

(BACK; MANDARINO 2008). É um mineral acessório difundido em diversos litotipos de composição meta a peraluminosa, incluindo granitóides e pegmatitos, além de xistos e

gnaises paraderivados de médio a alto grau metamórfico. A monazita pode ser encontrada ainda em carbonatitos, sistemas hidrotermais e também acumulada em depósitos sedimentares do tipo placer em associação a outros minerais pesados (OVERSTREET, 1967).

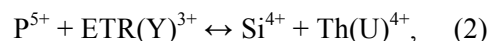
Esse mineral apresenta uma alta concentração de U, Th e negligenciável concentração de Pb comum, sendo, portanto, representativo o Pb radiogênico (Parrish, 1990). A monazita apresenta uma alta temperatura de fechamento do seu sistema cristalino (>900°C), o que torna lenta a difusão de Pb (CHERNIAK *et al.* 2004).

Existem variações composicionais que envolvem a monazita em um sistema ternário (Linthout, 2007) com membros finais em cheralita [Ca,Th(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>], huttonita [2ThSiO<sub>4</sub>] e monazita [2ETR(PO<sub>4</sub>)]. Bea (1996) mostra que durante a cristalização da monazita há uma substituição isomórfica que envolvem elementos terras raras (ETR) por elementos não ETR, tais como U, Th e Ca (equação 1). A substituição mais comum é referida como cheralítica [Ca,Th(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>]:



Um segundo tipo de substituição isomórfica na monazita que pode ocorrer é a substituição de coordenações tetraédricas dos íons P<sup>5+</sup> e Si<sup>4+</sup> (BURT, 1989). Tais mudanças composicionais na monazita requerem dupla troca (equação 2) e são chamadas de

huttoníticas [2ThSiO<sub>4</sub>]:



Estudos recentes têm avançado nos cálculos de idades químicas U-Th-Pb em monazita por meio da microsonda eletrônica (ME), cujo método analítico não-destrutivo, de alta resolução espacial e de baixo custo produz resultados equivalentes aos tradicionais métodos isotópicos (SUZUKI; ADACHI 1991; MONTEL *et al.* 1996; WILLIAMS *et al.* 1999; FOSTER *et al.* 2004; DAHL *et al.* 2005; Pyle *et al.* 2005; WILLIAMS *et al.* 2007; CHAVES *et al.* 2013).

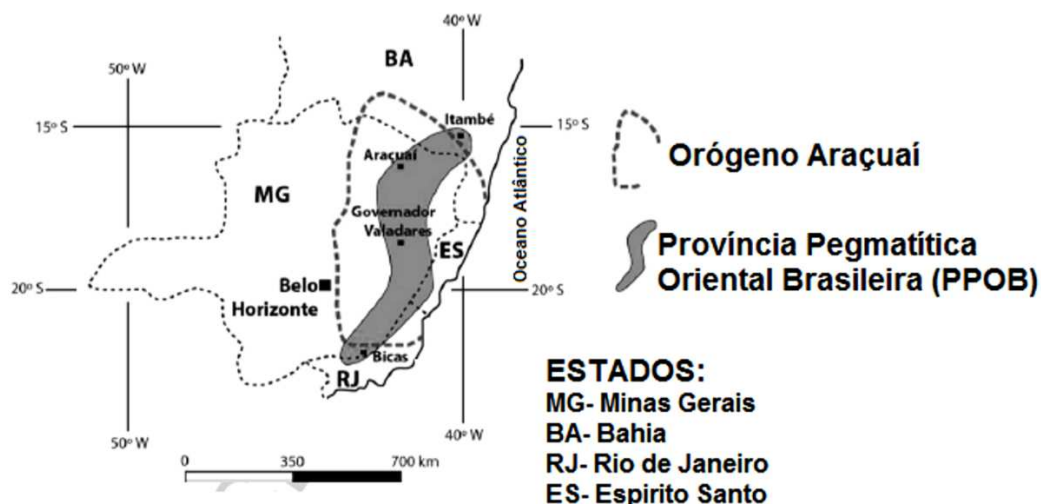
Cruz *et al.* (1996), através da ME, dataram quimicamente monazitas internamente homogêneas (isentas de zoneamentos composicionais) do pegmatito Bananeira (Itambé-BA), um dos focos desse estudo, e encontraram uma idade de 520 Ma. O objetivo inicial do presente trabalho é apresentar as idades químicas U-Th-Pb de monazitas internamente homogêneas de cinco dos vários pegmatitos graníticos do distrito de Itambé-BA (Coqueiro, Itambé, Cavada, Paraíso, além do próprio corpo Bananeira), obtidas por meio da ME. Este estudo pretende adicionalmente verificar os padrões de ETR das cinco amostras de monazita coletadas com o intuito de se investigar os processos magmáticos que originaram a província pegmatítica de Itambé no contexto geodinâmico regional do evento pós-colisional Brasileiro.

## 2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

O Orógeno Araçuaí situado entre o Cráton São Francisco e a margem continental Atlântica na margem leste brasileira se desenvolveu no final do Neoproterozóico, marcado pelo término do ciclo Brasileiro e com a amalgamação do Gondwana Ocidental (SILVA *et al.* 2011; PEDROSA-SOARES *et al.* 2011). Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2007, 2008), esse orógeno está dividido em quatro estágios geotectônicos: pré-colisional (630–585 Ma), ao qual se relaciona a supersuíte de granitoides foliados G1; sincolisional (585–560 Ma), tardi-colisional (560–530 Ma), aos quais se relacionam as supersuítes de granitoides foliados G2 e G3; e pós-colisional (530–480 Ma). O estágio pós-colisional é relatado como o clímax do colapso gravitacional do orógeno. Nesse contexto Cambro-Ordoviciano ocorrem as supersuítes de

granitoides não foliados G4 (530–500 Ma) e G5 (520–480 Ma).

A Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB) (Fig. 1) é uma faixa NNE-SSW de área 150.000 km<sup>2</sup> que se estende do sul da Bahia até o Rio de Janeiro. Desde os trabalhos de Paiva (1946) têm sido redefinidos os limites da PPOB por meio de técnicas analíticas e mapeamentos geológicos (CORREIA-NEVES *et al.* 1986; PEDROSA-SOARES *et al.* 1990, 2011; MORTEANI *et al.* 2000; NETTO *et al.* 2001; PINTO *et al.* 2001; PINTO; PEDROSA-SOARES 2001). O distrito pegmatítico de Itambé, foco desse estudo, está localizado na PPOB entre Vitória da Conquista e o sul da Bahia. Localiza-se nos limites do cráton São Francisco com o Orógeno Araçuaí (SILVA *et al.* 1996; PEDROSA-SOARES *et al.* 2011).



**Figura 1**  
O Orógeno Araçuaí e a Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB) (adaptado de Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

Os pegmatitos de Itambé se distribuem em três áreas:

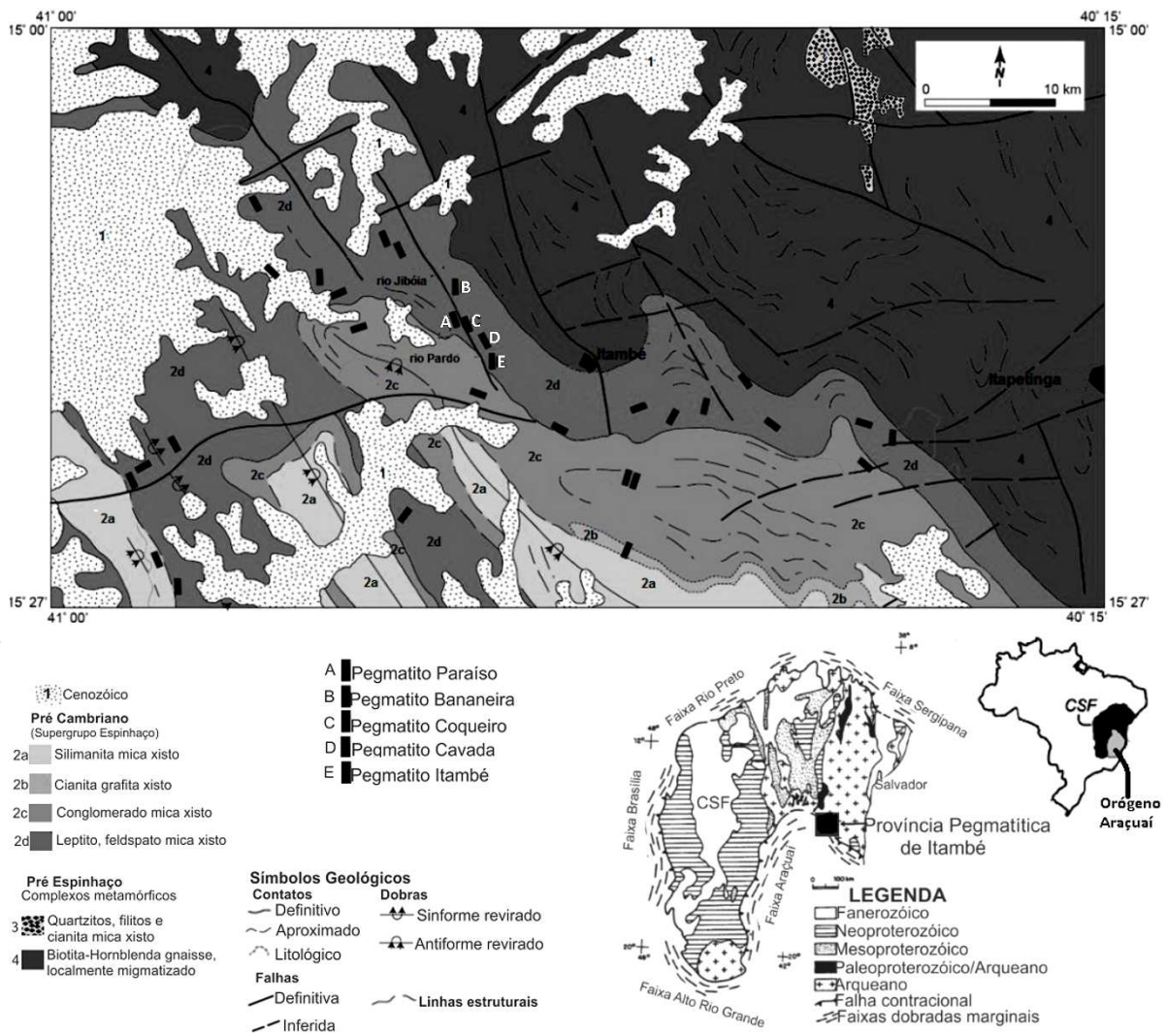
- Domínios dos vales dos rios Pardos e Jibóia, no centro-norte e noroeste da região;
- Domínio de Encruzilhada no sudoeste (SW) da região;
- Domínio de Macarani-Maiquiniqui, no sudeste (SE) da região.

Os pegmatitos estudados são encontrados no vale do rio Jibóia e Pardo (Fig. 2). Cunha (1980) dividiu essa região em Supergrupo Espinhaço inferior e superior, sendo que as unidades inferiores são leptitos quartzo feldspáticos gnáissicos e feldspato-mica xistos e as superiores correspondem a metaconglomerados, mica xistos, sillimanita xistos e cianita-grafita xistos.

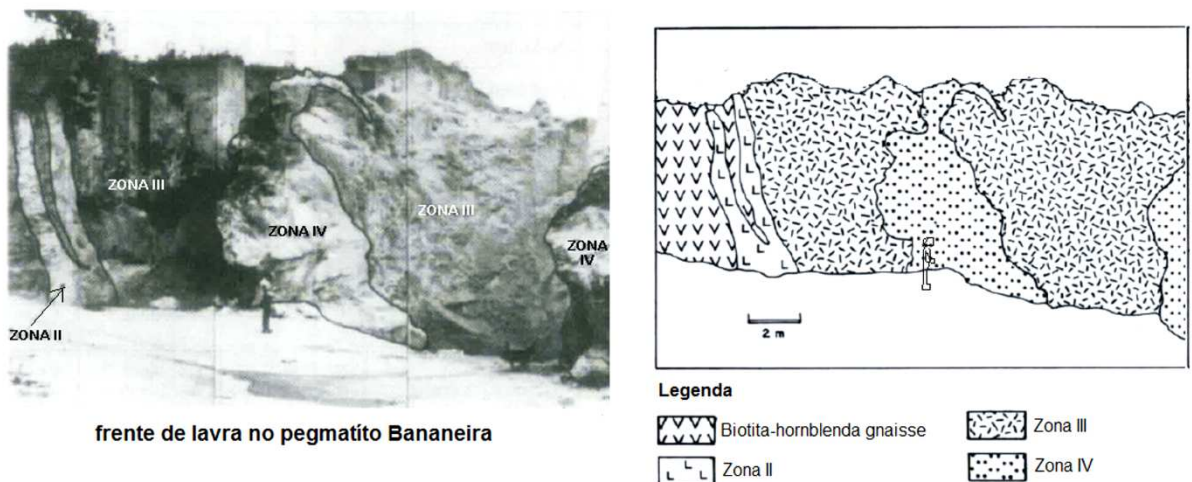
Segundo Silva *et al.* (1996), o embasamento Pré-Espinhaço é representado pelo Complexo Metamórfico-Migmatítico, constituído por biotita-hornblenda gnaiss, com apatita e granada como acessórios, quase sempre bandados, com lentes de quartzitos e metamorfisados na fácies anfíbolito. O contato entre o Complexo Metamórfico e o Supergrupo Espinhaço é marcado por uma discordância erosiva registrada por um metaconglomerado basal que grada para leptitos. Os pegmatitos se encaixam não só no biotita-hornblenda gnaiss como também em rochas da sequência metassedimentar inferior do Supergrupo Espinhaço, principalmente nas

fácies mais xistosas (feldspato-mica xisto e sillimanita quartzitos). Os elementos químicos berílio, nióbio, tântalo, urânio, tório, lítio, estanho e bismuto fazem parte da metalogenia dos pegmatitos de Itambé. Os pegmatitos dessa região têm um conteúdo mineralógico de natureza granítica com quartzo, feldspatos e micas como minerais essenciais além de berilo, columbita, granada e monazita como acessórios (SILVA *et al.* 1996).

Distinguem-se na região de Itambé pegmatitos homogêneos e heterogêneos conforme o grau de diferenciação da estrutura interna. No trabalho de Johnston (1945), as zonas estruturais dos pegmatitos heterogêneos são caracterizadas como: zona I - corresponde à parte externa do pegmatito, caracterizada pelo desenvolvimento de mica no contato com a rocha encaixante; zona II - caracterizada por igual quantidade de quartzo e feldspato com textura gráfica e associam-se com micas; zona III - definida pelo desenvolvimento de grandes cristais de feldspato, enquanto quartzo e muscovita ocorrem em pequenas quantidades. Essa é a zona em que ocorre maior ocorrência de fosfatos; zona IV - corresponde ao núcleo do pegmatito, em que o quartzo leitoso, branco e cinza, exerce amplo domínio; o quartzo é estriado. Nessa zona podem ocorrer algum berilo, feldspato e biotita. Na Figura 3 está exposto o pegmatito Bananeira (com as zonas diferenciadas) encaixado no biotita-hornblenda gnaiss.



**Figura 2** Localização do distrito pegmatítico de Itambé em relação ao Orógeno Araçuaí e o cráton São Francisco (CSF). No mapa estão inseridos as amostras coletadas (A) pegmatito Paraíso, (B) pegmatito Cavada, (C) pegmatito Bananeira, (D) pegmatito Itambé e (E) pegmatito Coqueiro. Modificado de Gonçalves *et al.* (2016).



**Figura 3** Representação das zonas subdivididas do pegmatito Bananeira e a rocha encaixante biotita-hornblenda gnaiss (Silva *et al.* 1996).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

Cinco cristais de monazita investigados nessa pesquisa foram coletados na lavra dos pegmatitos Bananeira, Itambé, Coqueiro, Cavada e Paraíso.

Os cristais foram montados em blocos de resina, submetidos ao desbaste e polimento até se obter uma superfície com qualidade adequada para imageamento por elétrons retroespalhados e para as análises quantitativas na microsonda eletrônica.

As imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de monazita foram obtidas no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (CM/UFMG), em uma microsonda JEOL, modelo JXA-8900, além disso, as composições químicas dos mesmos foram obtidas através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS).

Para cada grão selecionado foram analisados oito pontos a fim de se ter uma média. Os parâmetros e padrões analíticos empregados nas análises pontuais quantitativas por WDS encontram-se na Tabela 1 e correspondem à coleção Ian Steele (YAG, apatita e thorita), à coleção Astimex (monazita e crocoita) e padrões ortofosfatos de terras-raras foram doados pelo Smithsonian Institution (GARCIA, 2001; JAROSEWICH, 2002). O modelo utilizado para corrigir os efeitos de matriz em função das diferenças nas composições das amostras e do padrão, descrito em Toya *et al.* (1984), leva em conta os fatores ZAF (Z: número atômico; A: absorção de raios-x; F: fluorescência secundária).

**Tabela 1** Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em cristais de monazita pela microsonda eletrônica do CM-UFMG (Chaves *et al.* 2013). LiF = lithium fluoride; PET = pentaerythritol; TAP = thallium acid phthalate.

Método = WDS (wavelength dispersive spectroscopy)					
Tensão de aceleração = 25 kV					
Intensidade da corrente = 50 nA					
Diâmetro do feixe de elétrons = 2 micrômetros					
Tempo de contagem (s)					
Elemento	Raio-X	Cristal	Pico	Background	Padrão Analítico
Y	La	TAP	20.0	10.0	YAG (Yttrium Aluminium)
Dy	Lb	LiF	20.0	10.0	DyPO <sub>4</sub>
P	Ka	PETJ	10.0	5.0	monazita
Si	Ka	TAP	10.0	5.0	ThSiO <sub>4</sub> (thorita sintética)
Gd	Lb	LiF	20.0	10.0	GdPO <sub>4</sub>
Pb	Mb	PETJ	200.0	100.0	crocoita
Th	Ma	PETJ	20.0	10.0	ThSiO <sub>4</sub>
Sm	Lb	LiF	20.0	10.0	REE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
U	Mb	PETJ	150.0	75.0	UO <sub>2</sub> (sintético)
Ca	Ka	PETJ	10.0	5.0	Ca <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (apatita sintética)
Nd	Lb	LiF	20.0	10.0	NdPO <sub>4</sub>
La	La	PETJ	10.0	5.0	monazita
Pr	Lb	LiF	20.0	10.0	PrPO <sub>4</sub>
Ce	La	LiF	10.0	5.0	monazita

A fim de evitar erros nas idades obtidas, a interferência da linha de raios-X correspondente à intensidade M gama do tório (Th M $\gamma$ ) sobre a linha M beta do urânio (U M $\beta$ ) medido precisou ser corrigida, seguindo Scherrer *et al.* (2000) em adaptação às condições do CM/UFMG, seguindo a Equação 3.

O cálculo das idades químicas U-Th-Pb e dos erros associados foi realizado com o auxílio do software EPMA Dating de Pommier *et al.* (2004), utilizando-se a relação da Equação 4. O cálculo das médias das idades e de seus parâmetros estatísticos foi obtido com o apoio do *software Isoplot* (Ludwig, 2003).

$$U_c = U_m - 0,006365Th_m \quad (3)$$

$$Pb_m = \left[ Th_m (e^{\lambda_{232}t} - 1) \frac{M_{208}}{M_{232}} \right] + \left[ U_c (e^{\lambda_{238}t} - 1) \frac{M_{206}}{M_{238}} 0,9928 \right] + \left[ U_c (e^{\lambda_{235}t} - 1) \frac{M_{207}}{M_{235}} 0,0072 \right] \quad (4)$$

Onde:

$Pb_m$ ,  $Th_m$  e  $U_m$  são as concentrações medidas em ppm obtidas com análise por microsonda eletrônica

$U_c$  corresponde à concentração corrigida de urânio

$t$  é a idade em milhões de anos (Ma)

$M_{206}$ ,  $M_{207}$ ,  $M_{208}$ ,  $M_{232}$ ,  $M_{235}$  e  $M_{238}$  são respectivamente as massas atômicas de  $^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb$ ,  $^{208}Pb$ ,  $^{232}Th$ ,  $^{235}U$ ,  $^{238}U$

$$\lambda_{232} = 0,49475 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{238} = 1,55125 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9,8485 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\frac{{}^{238}U}{{}^{235}U + {}^{238}U} = 0,9928$$

$$\frac{{}^{235}U}{{}^{235}U + {}^{238}U} = 0,0072$$

#### 4. RESULTADOS

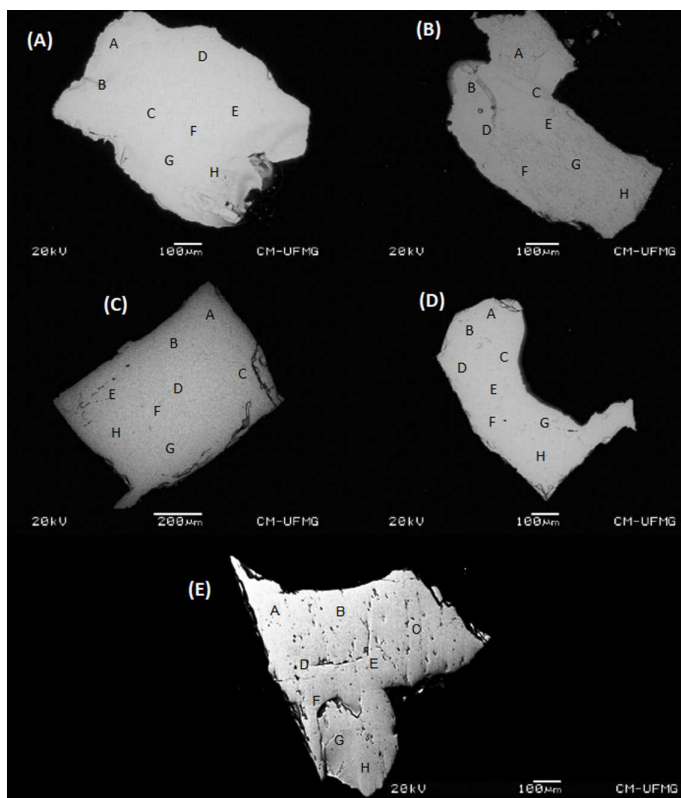
Na Tabela 2 estão apresentadas as análises químicas dos cristais de monazita estudados nesse trabalho, cujas imagens de elétrons retro-espalhados obtidas na microsonda eletrônica (Fig. 4) revelam aparente homogeneidade composicional dos cristais. Foram medidos oito pontos em cada amostra e calculada a média de cada cristal a fim de se obter confiabilidade estatística.

As cinco amostras de monazitas analisadas dos pegmatitos possuem composições química similares. A fração dos membros ternários do sistema cheralita  $[Ca,Th(PO_4)_2]$ , huttonita  $[2ThSiO_4]$  e monazita  $[2ETR(PO_4)]$  foram calculadas baseadas no trabalho de Linthout (2007) e lançadas no diagrama ternário (Fig. 5). Nota-se que todos os pontos, como esperado, no campo da monazita. Todos os cristais possuem altos teores de  $Ce_2O_3$  (28,37-31,64 wt%), exceto a amostra do pegmatito de Cavada (22,41 wt%). Para  $CaO$ , a lógica se inverte, pois as maiores concentrações são no pegmatito Cavada (1,83 wt%) enquanto os outros são mais baixas (0,44-0,92 wt%), o que

revela uma leve tendência cheralítica para a monazita Cavada. Em função dos altos teores de Cério, essas amostras são do tipo monazita-(Ce).

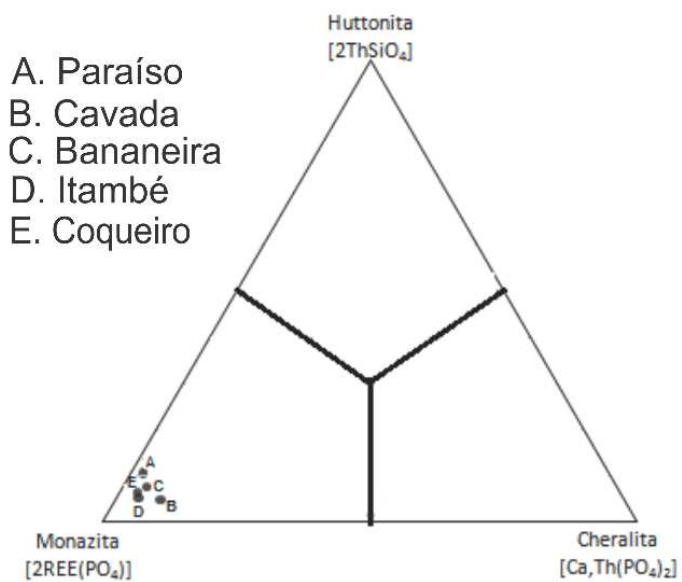
Os padrões de terras raras normalizados pelo condrito (Fig. 6) mostram um enriquecimento de Sm em todos os cristais, sendo no pegmatito Cavada a maior anomalia positiva para o Sm. Essa anomalia foi quantificada por meio da expressão de valores normalizados ao condrito por  $Sm/[Nd*Gd]^{1/2}$  que é confirmada quando os valores estão acima de 1. O pegmatito Cavada com 2,56 apresenta a maior anomalia, seguido pelo pegmatito Itambé com 2,05; Bananeira 2,04; Coqueiro 2,02; e o Paraíso com 1,67.

Na Tabela 3 são apresentadas as idades relativas aos oito pontos analisados. Na Figura 7 encontram-se os gráficos gerados pelo *software Isoplot* com a média das idades dos pontos amostrados. Foi calculada uma idade média de  $502 \pm 8$  Ma para os cinco pegmatitos estudados no distrito de Itambé (Fig. 7 F).



**Figura 4**

Imagens de elétrons retroespalhados dos cristais de monazita homogêneos e os oito pontos (A-H) analisados em cada cristal por microsonda eletrônica. Os pegmatitos aos quais os cristais pertencem são (A) Bananeira, (B) Coqueiro, (C) Paraíso, (4) Itambé e (5) Cavada.



**Figura 5**

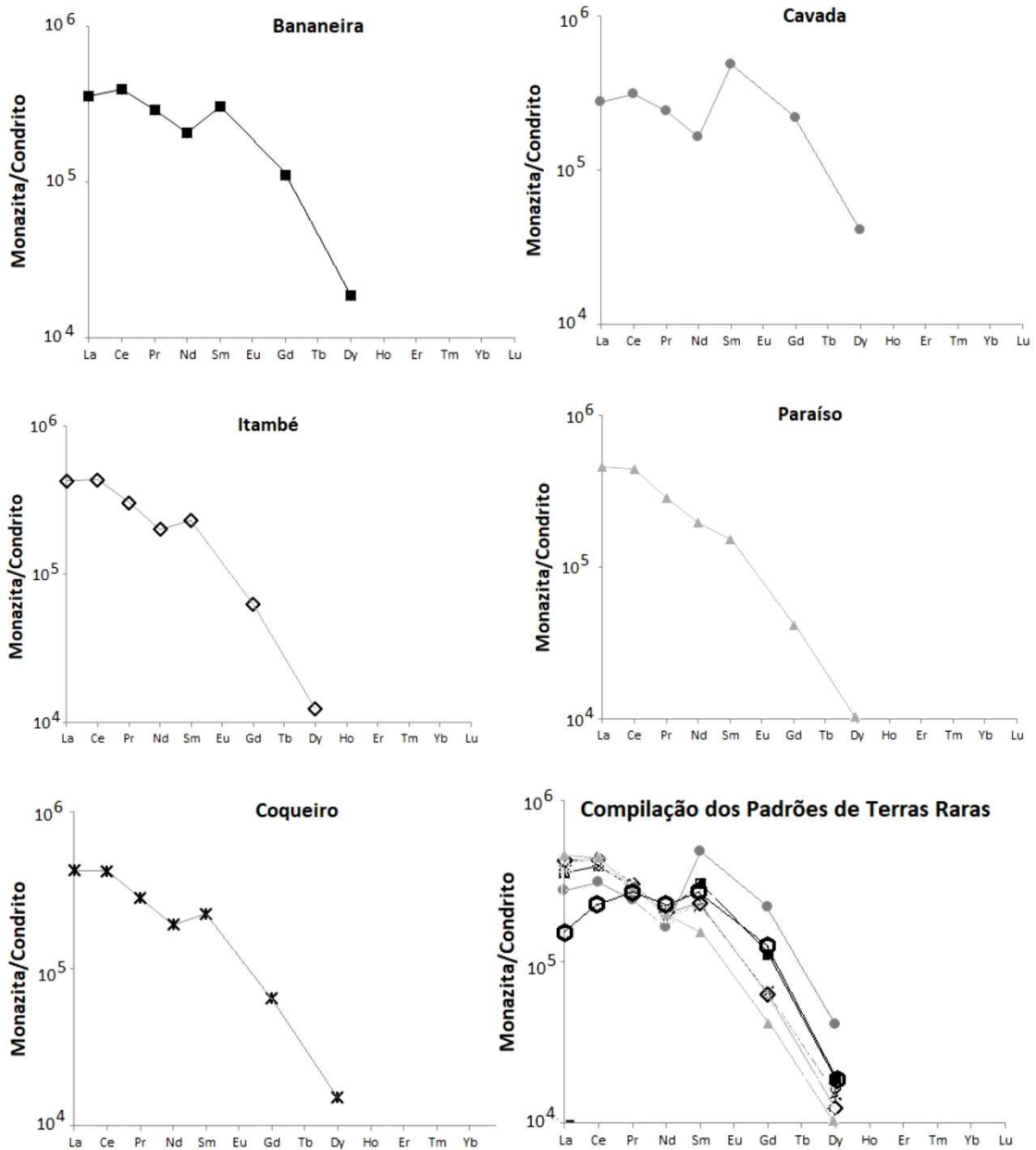
Diagrama ternário do sistema cheralita  $[Ca,Th(PO_4)_2]$ , huttonita  $[2ThSiO_4]$  e monazita  $[2ETR(PO_4)]$  (Linthout, 2007) com o lançamento de cada cristal de monazita.

**Tabela 2** Microanálises químicas dos cristais de monazita investigados e suas respectivas médias obtidas em microsonda eletrônica. Dados de % em massa.

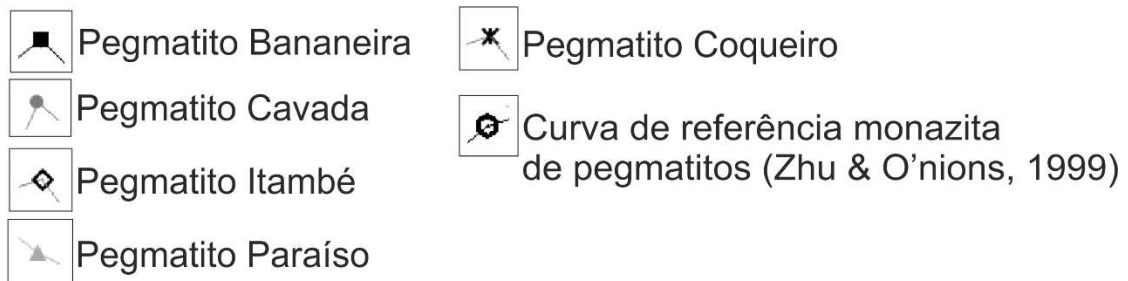
Monazitas	Análise	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dv <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PhO	CaO	Total
Pegmatito Paraíso	A	27.40	1.60	7.93	0.23	12.79	31.66	3.17	10.65	2.72	0.94	0.18	0.80	0.18	0.44	100.70
	B	26.92	1.61	8.06	0.22	12.59	31.26	3.13	10.70	2.55	0.97	0.24	0.75	0.18	0.42	99.61
	C	27.51	1.68	8.12	0.23	12.53	31.56	3.08	10.66	2.68	0.94	0.27	0.78	0.18	0.44	100.65
	D	27.53	1.72	8.00	0.20	12.79	31.35	3.26	11.08	2.72	0.99	0.32	0.81	0.18	0.44	101.38
	E	27.44	1.65	8.07	0.25	12.78	31.76	3.13	10.68	2.70	1.02	0.28	0.74	0.18	0.45	101.12
	F	27.00	1.61	8.08	0.23	12.76	31.63	3.31	10.06	2.78	0.87	0.35	0.72	0.18	0.44	100.00
	G	27.63	1.66	8.07	0.25	12.71	31.83	3.23	10.68	2.74	1.10	0.32	0.74	0.18	0.43	101.55
	H	27.50	1.69	8.02	0.20	12.79	32.05	3.25	10.86	2.61	1.06	0.22	0.85	0.17	0.43	101.71
	Média	27.37	1.65	8.04	0.23	12.72	31.64	3.19	10.67	2.69	0.99	0.27	0.77	0.18	0.44	100.84
Pegmatito Bananeira	A	28.80	0.86	7.02	0.45	9.96	28.31	3.18	11.27	5.41	2.64	0.51	1.59	0.18	0.89	101.08
	B	28.69	0.91	7.06	0.42	9.83	28.46	3.36	11.29	5.44	2.59	0.64	1.57	0.18	0.90	101.35
	C	28.50	0.95	6.94	0.45	9.99	28.18	3.13	11.65	5.24	2.55	0.62	1.53	0.18	0.93	100.83
	D	28.06	1.02	7.03	0.44	9.84	28.24	3.21	11.53	5.59	2.73	0.54	1.59	0.18	0.90	100.88
	E	28.54	0.92	7.06	0.45	10.02	28.35	3.20	10.78	5.48	2.53	0.52	1.57	0.18	0.94	100.53
	F	28.40	1.01	7.02	0.45	9.96	28.93	3.10	10.60	5.50	2.64	0.47	1.55	0.17	0.91	100.70
	G	28.67	0.94	7.10	0.48	9.99	28.10	3.34	11.27	5.37	2.64	0.56	1.56	0.18	0.92	101.12
	H	28.86	0.87	7.07	0.46	9.91	28.35	3.28	11.26	5.59	2.58	0.54	1.56	0.18	0.94	101.47
	Média	28.56	0.94	7.04	0.45	9.94	28.37	3.23	11.21	5.45	2.61	0.55	1.56	0.18	0.92	101.00
Pegmatito Cavada	A	28.52	0.94	11.04	0.66	7.75	22.82	2.59	8.96	8.42	5.21	1.15	1.63	0.28	1.83	101.78
	B	28.35	1.00	10.79	0.62	7.58	22.57	2.71	9.14	8.40	5.17	1.15	1.54	0.28	1.80	101.10
	C	27.93	0.86	10.87	0.62	7.57	22.96	2.67	8.40	8.78	5.16	1.22	1.53	0.26	1.85	100.67
	D	28.45	0.88	10.82	0.64	7.55	22.52	2.60	8.92	8.55	5.31	1.21	1.63	0.28	1.84	101.19
	E	28.72	0.88	10.88	0.63	7.68	22.03	2.78	9.00	8.53	5.26	1.26	1.50	0.26	1.81	101.22
	F	28.66	0.90	11.00	0.63	7.63	21.92	2.77	8.97	8.60	5.02	1.14	1.48	0.28	1.87	100.86
	G	28.33	1.06	10.70	0.63	7.53	22.65	2.61	9.06	8.55	5.11	1.05	1.56	0.27	1.80	100.89
	H	28.43	1.07	10.94	0.61	7.61	21.85	2.78	8.58	8.61	4.93	1.27	1.52	0.28	1.84	100.34
	Média	28.20	0.95	10.88	0.63	7.61	22.41	2.69	8.88	8.56	5.15	1.18	1.55	0.27	1.83	101.01
Pegmatito Itambé	A	28.00	1.09	6.68	0.34	11.77	30.39	3.36	10.79	4.19	1.54	0.40	0.43	0.16	0.68	99.84
	B	27.85	1.20	6.78	0.32	11.88	31.00	3.30	10.82	4.09	1.37	0.36	0.37	0.17	0.67	100.18
	C	28.26	0.96	6.49	0.32	11.96	31.84	3.32	11.29	4.21	1.41	0.36	0.42	0.16	0.69	101.70
	D	28.30	1.14	6.97	0.36	11.71	30.20	3.33	11.35	4.37	1.65	0.41	0.41	0.17	0.70	101.05
	E	28.09	1.18	6.95	0.33	11.64	31.18	3.53	10.74	4.07	1.50	0.38	0.39	0.16	0.71	100.85
	F	28.26	1.09	6.87	0.33	11.80	31.20	3.36	11.24	3.87	1.50	0.34	0.36	0.17	0.70	101.09
	G	28.36	0.98	6.48	0.32	11.96	31.57	3.47	10.86	3.93	1.48	0.29	0.39	0.16	0.67	100.93
	H	28.14	1.01	6.57	0.33	11.90	31.42	3.33	10.69	4.06	1.48	0.35	0.34	0.16	0.69	100.45
	Média	28.16	1.08	6.72	0.33	11.83	31.10	3.38	10.97	4.10	1.49	0.36	0.39	0.16	0.69	100.76
Pegmatito Coqueiro	A	27.34	1.39	8.56	0.43	11.65	29.89	3.18	10.38	3.95	1.60	0.31	0.39	0.21	0.92	100.20
	B	28.03	1.40	8.44	0.42	11.85	29.56	3.14	10.39	4.07	1.50	0.51	0.44	0.20	0.92	100.87
	C	27.60	1.16	7.64	0.38	11.45	30.18	3.30	10.67	4.24	1.57	0.49	0.43	0.18	0.89	100.19
	D	27.26	1.37	8.63	0.43	11.69	29.74	3.05	10.50	3.98	1.54	0.44	0.39	0.20	0.93	100.15
	E	27.66	1.40	8.60	0.44	11.79	29.95	3.07	10.70	3.69	1.55	0.37	0.40	0.22	0.92	100.76
	F	27.75	1.42	8.51	0.45	11.79	30.15	3.02	9.97	4.06	1.63	0.53	0.38	0.22	0.92	100.81
	G	28.01	1.37	8.45	0.46	11.83	29.92	3.16	10.13	4.01	1.49	0.43	0.36	0.21	0.93	100.75
	H	27.45	1.41	8.49	0.44	11.82	30.36	3.20	10.16	3.97	1.48	0.43	0.37	0.22	0.94	100.74
	Média	27.64	1.37	8.42	0.43	11.73	29.97	3.14	10.36	4.00	1.54	0.44	0.40	0.21	0.92	100.56

**Tabela 3** Idades químicas (não-isotópicas) U-Th-Pb dos cristais de monazita em cada ponto estudado. MPb é a massa média do chumbo obtida segundo metodologia em Pommier *et al.*(2004).

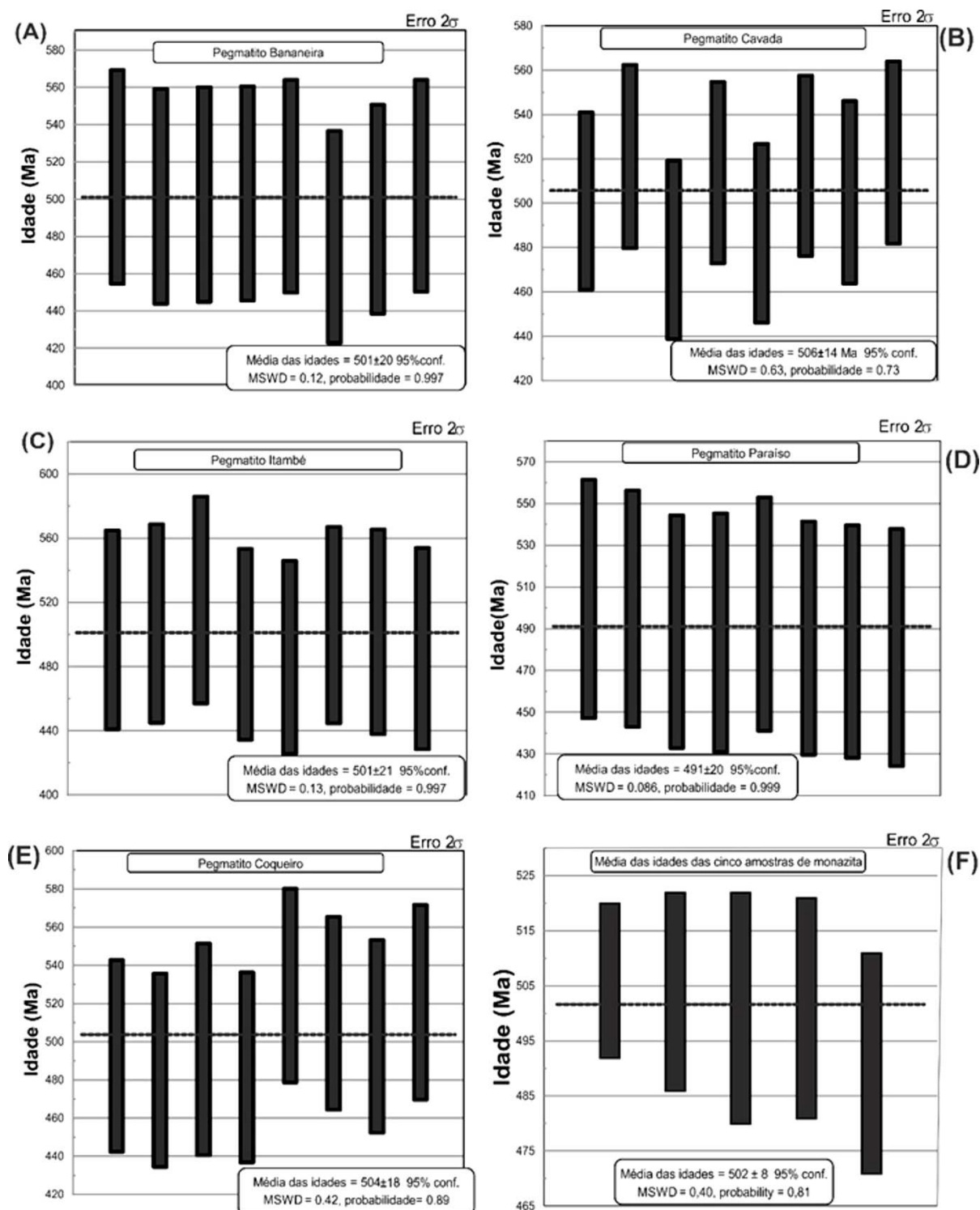
Monazitas	Análise	Idade	Erro	U	Erro	Th	Erro	Pb	Erro	MPb
Pegmatito Paraíso	A	504	57	1619	9.26	69706	2.00	1699	8.83	207.83
	B	500	57	1479	10.14	70866	2.00	1699	8.83	207.85
	C	489	56	1600	9.38	71359	2.00	1680	8.93	207.84
	D	488	57	1298	11.56	70295	2.00	1634	9.18	207.86
	E	497	56	1708	8.78	70937	2.00	1708	8.78	207.83
	F	486	56	1611	9.31	70972	2.00	1662	9.03	207.84
	G	484	56	1708	8.78	70910	2.00	1662	9.03	207.83
	H	481	57	1332	11.26	70445	2.00	1615	9.29	207.86
Pegmatito Bananeira	A	512	57	3592	4.18	61709	2.00	1690	8.88	207.66
	B	502	58	3343	4.49	62017	2.00	1643	9.13	207.68
	C	503	58	3605	4.16	61015	2.00	1643	9.13	207.66
	D	503	58	3468	4.33	61780	2.00	1652	9.08	207.67
	E	507	57	3589	4.18	62043	2.00	1680	8.93	207.66
	F	480	57	3539	4.24	61727	2.00	1578	9.51	207.67
	G	495	56	3799	3.95	62395	2.00	1662	9.03	207.65
	H	507	57	3677	4.08	62122	2.00	1690	8.88	207.66
Pegmatito Cavada	A	501	40	5156	2.91	97020	2.00	2562	5.85	207.68
	B	521	41	4835	3.10	94796	2.00	2590	5.79	207.69
	C	479	40	4875	3.08	95499	2.00	2395	6.26	207.69
	D	514	41	4992	3.00	95077	2.00	2571	5.83	207.69
	E	487	40	4963	3.02	95587	2.00	2441	6.14	207.69
	F	517	41	4903	3.06	96677	2.00	2618	5.73	207.70
	G	505	41	4929	3.04	93996	2.00	2497	6.01	207.69
	H	523	41	4801	3.12	96106	2.00	2627	5.71	207.70
Pegmatito Itambé	A	503	62	2659	5.64	58704	2.00	1522	9.85	207.72
	B	507	62	2468	6.08	59618	2.00	1541	9.73	207.74
	C	522	64	2414	6.21	57060	2.00	1522	9.85	207.74
	D	494	60	2784	5.39	61217	2.00	1560	9.62	207.72
	E	486	60	2547	5.89	61059	2.00	1513	9.91	207.74
	F	506	61	2525	5.94	60374	2.00	1560	9.62	207.74
	G	502	64	2494	6.02	56937	2.00	1467	10.23	207.73
	H	491	63	2559	5.86	57711	2.00	1457	10.29	207.73
Pegmatito Coqueiro	A	493	50	3303	4.54	75243	2.00	1903	7.88	207.73
	B	485	51	3257	4.61	74188	2.00	1847	8.12	207.73
	C	496	55	2931	5.12	67105	2.00	1708	8.78	207.73
	D	487	50	3334	4.50	75797	2.00	1894	7.92	207.73
	E	530	51	3371	4.45	75577	2.00	2061	7.28	207.72
	F	515	51	3508	4.28	74795	2.00	1996	7.52	207.71
	G	503	50	3556	4.22	74285	2.00	1940	7.73	207.71
	H	521	51	3377	4.44	74645	2.00	2005	7.48	207.72



## Legendas



**Figura 6**  
Distribuição de ETR nos cristais de monazita de Itambé-BA, normalizados ao condrito segundo valores de Sun; McDonough (1989). A compilação dos padrões de ETR é uma apresentação de todas as normalizações juntas. Curva de referência de monazitas de pegmatitos segundo Zhu; O'Nions (1999).



**Figura 7**  
 Média das idades químicas U-Th-Pb (método não isotópico) dos cristais de monazita dos cinco diferentes pegmatitos de Itambé-BA, nos gráficos de (A) a (E). O gráfico (F) apresenta a média das idades de todos os cristais.

## 5. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As imagens de elétrons retro-espalhados (Fig. 4), das monazitas investigadas, mostram que seus cristais estão livres de zonamentos composicionais e apresentam-se homogêneas, reflexo de sua cristalização no contexto pós-colisional do ciclo Brasileiro, após o qual não houve imposição metamórfica sobre os

cristais. No trabalho de Gonçalves *et al.* (2016), por meio de datação pelo método isotópico U-Pb, a monazita Bananeira apresentou uma idade de 508 Ma, pelo método de diluição isotópica com ionização termal (ID – TIMS). Em conformidade com essa idade, na atual pesquisa foi encontrada uma idade média

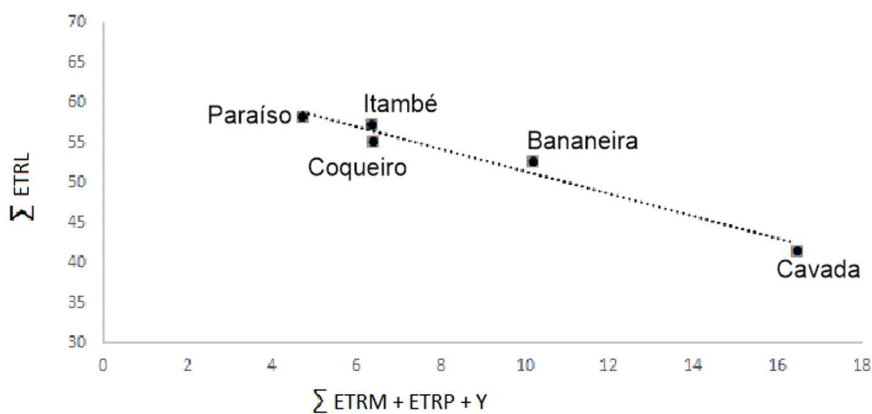
dos pegmatitos de 502 Ma, reforçando a robustez do método não isotópico de datação química U-Th-Pb por microsonda eletrônica (Fig. 7).

O crescimento da monazita é controlado pela concentração de P (fósforo) e ETR (elementos terra raras) durante processos de fusão parcial que levam ao surgimento de magmas graníticos. Segundo Bingen *et al.* (1996), a fonte de P é relativa à apatita, que além disso carrega alguns elementos terras raras (ETR), principalmente Ce, e elementos mantélicos como o Th e o U. A partir da Figura 6, foi verificada anomalia positiva de Sm nas monazitas estudadas. Segundo Figueiredo (1985), Rollinson (1993) e Bingen *et al.* (1996), os principais minerais fonte de Sm são hornblenda e apatita. Segundo Zhu; O'Nions (1999) e Pe-Piper; Mackay (2005), anomalias positivas de Sm sugerem que as monazitas são derivadas de pegmatitos. Dessa forma, infere-se que a origem dos pegmatitos estudados esteja relacionada ao processo de fusão parcial do biotita-hornblenda gnaiss do embasamento do Cráton São Francisco, onde o pegmatito Bananeira encontra-se encaixado (Fig. 3). O fósforo e ETR da apatita acessória deste gnaiss e, principalmente o Sm de suas hornblendas, teriam sido usados na cristalização da monazita ocorrida durante a formação dos pegmatitos de Itambé (BA).

Em função das idades encontradas para os pegmatitos e de sua ambiência tectônica, sugere-se que no momento do relaxamento das estruturas envolvidas no colapso do Orógeno Araçuai, a fusão parcial do biotita-hornblenda gnaiss ocorreu sob decompressão adiabática e os elementos mais incompatíveis de seus minerais enriqueceram o magma ácido com P e ETR usados na cristalização dessa geração de monazitas pós-colisionais. Segundo Nabelek *et*

*al.* (2010), se um magma saturado em água ascende rapidamente e adiabaticamente sob condição de baixa pressão, ele se tornará superaquecido. Isso torna o fluido magmático menos denso e diminui a taxa de velocidade com que o magma se resfria, o que diminui as nucleações dos minerais. Estes autores também sugerem que a supersaturação de água que reduz a nucleação, aumenta o crescimento dos cristais. Nesse contexto de colapso do orógeno, há diminuição de pressão e existe também um ambiente rico em fluidos aquosos, originados da desidratação de biotitas e hornblendas do gnaiss. Dessa forma, o espaço livre e rico em água então gerado neste processo decompressional permitiu o avolumado crescimento dos minerais durante a formação das rochas pegmatíticas de composição granítica.

O gráfico da Figura 8 mostra que enriquecimento de ETR médias (ETRM) como o Sm e ETR pesadas (ETRP) somadas ao Y é maior no pegmatito aparentemente mais velho (pegmatito Cavada) em relação ao pegmatito aparentemente mais novo (pegmatito Paraíso). Propõe-se que nas fases iniciais do colapso do orógeno, houve um maior grau de fusão parcial do biotita-hornblenda gnaiss com dissolução da hornblenda e da apatita e granada acessórias que liberaram estes ETR médios e pesados para o magma dos pegmatitos. Isto explicaria a anomalia positiva de Sm mais acentuada no pegmatito mais velho. Este grau de fusão teria diminuído à medida que o colapso gravitacional isostaticamente se equilibrava e as monazitas dos pegmatitos mais novos acumulariam maiores concentrações dos elementos mais incompatíveis como os terras raras leves (ETRL).



**Figura 8**  
Relação entre os somatórios de elementos de terras-raras leves (ETRL) e o somatório de terras-raras médias (ETRM), terras-raras pesadas (ETRP) e ítrio (Y).

Este estudo vai ao encontro das observações de Zhu; O’Nions (1999), segundo as quais as variações dos padrões de ETR em monazita demonstram que este mineral constitui um importante indicador petro-

genético. Seus conteúdos de U, Th e Pb, usados no robusto método de datação química por microsonda eletrônica, permitem que seja de fato a monazita utilizada como geocronômetro

## 6 AGRADECIMENTOS

À CAPES e ao CNPq pelas bolsas concedidas aos autores.

## 7 REFERÊNCIAS

- BACK M.E.; MANDARINO J.A. (Eds.) 2008. Mineral Species, Tucson. The Mineral Record Inc. 346 p.
- BEA F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *J. Petrol.*, 37(3):521-552.
- BINGEN B., DEMAIFFE D., HERTOGEN, J. 1996. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism; the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochim.Cosmochim. Acta*, 60(8):1341-1354.
- BURT D.M. 1989. Compositional and phase relations among rare earth elements. In: Lipin, B.R.; Mckay, G.A (eds.). *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Editora Mineralogical Society of America, p: 259-307.
- CHAVES A.O., OLIVEIRA E.K., GARCIA L.R.A. 2013. Desenvolvimento do método de datação química U-Th-Pb de monazita por microsonda eletrônica na UFMG. *Geonomos*, 2(2):13-18.
- CHERNIAK D. J. 2004. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68(4):829-840.
- CORREIA-NEVES J. M., PEDROSA-SOARES A. C., MARCIANO V. R. 1986. A província pegmatítica oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(1):106-118.
- CRUZ M.J., MERLET C., SABATÉ P. 1996. Datação pontual das monazitas da região de Itambé, Bahia, através da microsonda eletrônica. In: XXXIX Congresso Brasileiro De Geologia, Sergipe, 1996. *Trabalhos completos*, Sergipe, SBG, p: 206-209.
- CUNHA J.C. 1980. Projeto feldspato de Itambé. Salvador, CBPM/SME.
- DAHL P.S., HAMILTON M.A., JERCINOVIC M.J., TERRY M.P., WILLIAMS M.L., FREI R. 2005. Comparative isotopic and chemical geochronometry of monazite, with implications for U-Th-Pb dating by electron microprobe; an example from metamorphic rocks of the eastern Wyoming Craton (U.S.A.). *American Mineral.*, 90(4):619- 638.
- FIGUEIREDO M.C.H. 1985. Introdução à geoquímica dos elementos terras-raras. *Bol.IG-USP*, 16(1):15-31.
- FOSTER G., PARRISH R.R., HORSTWOOD M.S., CHENERY S., PYLE J., GIBSON H.D. 2004. The generation of prograde P-T-t points and paths; a textural, compositional, and chronological study of metamorphic monazite. *Earth Plan. Sci. Letters*, 228(1):125-142.
- GARCIA L.R.A. 2001. Introdução à Microscopia Eletrônica de Varredura e à Microanálise (apostila do curso).
- GONÇALVES G.O., LANA C., SCHOLZ R., BUICK I.S., GERDES A., KAMO S.L., CORFU F., MARINHO M.M., CHAVES A.O., VALERIANO C., NALINI JR H.A. 2016. An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U-Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chem. Geol.*, 424 (1):30-50.
- JAROSEWICH. 2002. Smithsonian Microbeam Standards. Disponível em <<http://mineralsciences.si.edu/facilities/standards.htm>>. Acesso em: 08/05/2017
- JOHNSTON JR. W.D. 1945. Pegmatitos ambligonita-berilo-tantalíferos do Ceará, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 43 p.
- LINTHOUT K. 2007. Tripartite division of the system 2REEPO<sub>4</sub> – CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> – 2ThSiO<sub>4</sub>, discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. *The Canadian Mineral.*, 45(1):503-508.
- LUDWIG K. R. 2003. Isoplot/ex 3.00: a geochronological toolkit for microsoft excel. Berkeley Geochronology Center special publication, 4(1):1-70.
- MONTEL J., FORET S., VESCHAMBRE M., NICOLLET C., PROVOST A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol.*, 131(1):37- 53.
- MORTEANI G., PREINFALK C., HORN A. H. 2000. Classification and mineralization potential of the pegmatites of the Eastern Brazilian Pegmatite Province. *Miner. Deposita*, 35(7):638-655.
- NABELEK P. I., WHITTINGTON A. G., SIRBESCU M. C. 2010. The role of H<sub>2</sub>O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 160(3) 313-325.
- NETTO C., ARAÚJO M.C., PINTO C.P., DRUMOND J.B. 2001. Pegmatitos. Projeto Leste, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CODEMIG, Belo Horizonte.
- OVERSTREET W. C. 1967. The geological occurrence of monazite. U.S. Washington, Geological Survey Professional Papers, 350 p.

- PAIVA G. 1946. Províncias Pegmatíticas do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM Boletim, 78 p.
- PARRISH R. R. 1990. U–Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Canadian J. Earth Sci.*, 27(11):1431–1450.
- PEDROSA SOARES A.C., CORREIA-NEVES J.M., LEONARDOS O.H. 1990. Tipologia dos pegmatitos de Coronel Murta–Virgem da Lapa, Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. *Rev. Escola Minas*, 43(4):44–54.
- PEDROSA SOARES A.C., NOCE C.M., ALKMIM F.F., SILVA L.C., BABINSKI M., CORDANI U., CASTAÑEDA C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15 (1), 1-16.
- PEDROSA SOARES A.C., ALKMIM F.F., TACK L., NOCE C.M., BABINSKI M., SILVA L.C., MARTINS-NETO M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. In: Pankhurst, J.R., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J.(eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, p: 153-172.
- PEDROSA SOARES A.C., DE CAMPOS C.P., NOCE C., SILVA L.C., NOVO T., RONCATO J., MEDEIROS S., CASTANEDA C., QUEIROGA G., DANTAS E., DUSSIN I., ALKMIM F.F. 2011. Late neoproterozoic-cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. In: Sial, A. N., Bettencourt, J. S., De Campos, C. P.; Ferreira, V. P. (eds.). *Granite-Related Ore Deposits*. Geological Society of London, p: 25-51.
- PE-PIPER G.; MACKAY R.M. 2005. Electron microprobe geochronology and chemical variation of detrital monazite from the Lower Cretaceous sandstones of the Scotian basin and the Chaswood Formation, eastern Canada. *Geological Survey of Canada*, 5023, 158 p.
- PINTO C.P., DRUMOND J.B.V., FÉBOLI W.L. 2001. Projeto Leste- Mapa Geológico integrado e nota explicativa. Etapa I Folhas SE.24-V, SE.23-Z, SE.24-Y. Escala 1:500.000. Belo Horizonte: SEME/COMIG/MME/CPRM.
- PINTO C.P.; PEDROSA SOARES A.C. 2001. Brazilian Gem Provinces. *The Australian Gemmologist*, 21: 12–16.
- POMMIER A., COCHERIE A., LEGENDRE O. 2004. EPMA dating user’ manual, v.1.01: age calculation from electron probe microanalyser measurements of U–Th–Pb. Brgm, Orleans.
- PYLE J. M., SPEAR F. S., WARK D. A., DANIEL C. G., STORM L. C. 2005. Contributions to precision and accuracy of chemical ages of monazite. *American Mineral.*, 90:547–577.
- ROLLINSON H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Londres, Prentice hall, 384 p.
- SCHERRER N.C., ENG M., GNOS E., JAKOB V., LIECHTI A. 2000. Monazite analysis; from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. *Schweizer Mineral. Petrograp. Mitt.*, 80(1):93-105.
- SILVA E.F.A., CUNHA J.C., MARINHO M.M. 1996. Pegmatitos da região de Itambé, Bahia: geologia e suas potencialidades econômicas. Salvador, CBPM Série arquivos aberto, 30 p.
- SILVA L.C., PEDROSA SOARES A.C., ARMSTRONG R., NOCE C.M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U–Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do gondwana ocidental. *Geonomos*, 19 (2): 180-197.
- SUN S.S.; MCDONOUGH W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D.; Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, p: 313–345.
- SUZUKI K.; ADACHI M. 1991. Precambrian provenance and silurian metamorphism of the tsubonasawa paragneiss in the south kitakami terrane, northwast japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25:357–376.
- TOYA T., KATO A., JOTAKI R. 1984. Quantitative analysis with electron probe microanalyzer: Jeol training center. *Japan*. 113 p.
- WILLIAMS M.L., JERCINOVIC M.J., HETHERINGTON C. J. 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Rev. Earth Plan. Sci.*, 35:137-175.
- WILLIAMS M.L., JERCINOVIC M.J., TERRY M. 1999. High resolution “age” mapping, chemical analysis, and chemical dating of monazite using the electron microprobe: a new tool for tectonic analysis. *Geology*, 27 (11):1023–1026.
- ZHU X.K.; O’NIONS R.K. 1999. Monazite chemical composition; some implications for monazite geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 137(4):351–363.