

ORIGEM E IDADE U-Th-Pb DO DISTRITO PEGMATÍTICO DE SANTA MARIA DE ITABIRA (MG) REVELADAS PELA MONAZITA

Rafael de Magalhães Gomes Ferreira¹; Alexandre de Oliveira Chaves¹

1 - Instituto de Geociências e Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos nº 6.627, Pampulha. CEP: 31270-901 Belo Horizonte MG, Brasil.
rafa_magalhaesgomes@yahoo.com.br; alochaves@yahoo.com.br

Recebido em 20 de março de 2017; aceito em 1 de julho de 2017

Resumo: Imagens de elétrons retro-espalhados e microanálises químicas por microsonda eletrônica foram obtidas a partir de cristais de monazita pertencentes ao Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira nas lavras de Morro Escuro, Ponte da Raiz e Euxenita. Essas lavras estão nos municípios de Santa Maria de Itabira, Ferros, Guanhães e Sabinópolis, em Minas Gerais. As amostras coletadas fazem parte da Província Pegmatítica Oriental Brasileira (PPOB), situada em um contexto pós-colisional do Orógeno Araçuai correspondente ao final do Ciclo Brasileiro. Os cristais mostram-se homogêneos, ou seja, livres de domínios/zonamentos composicionais e seus teores de U, Th e Pb permitiram a obtenção de idade química média de 474 Ma para o distrito pegmatítico da região estudada. 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 Araçuai houve a fusão parcial do biotita-hornblenda gnaiss (Grupo Guanhães), rocha encaixante dos pegmatitos, 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 desse Distrito Pegmatítico, incluindo a monazita. Este mineral atua, portanto, não só como um geocronômetro, mas também como importante indicador petrogenético dos pegmatitos estudados.

Palavras Chave: Monazita; Santa Maria de Itabira; datação química U-Th-Pb, Microsonda Eletrônica; indicador petrogenético

Abstract: ORIGIN AND U-Th-Pb AGE OF THE PEGMATITIC DISTRICT OF SANTA MARIA DE ITABIRA (MG) REVEALED BY MONAZITE. Backscattered electron images and chemical microanalysis by electron microprobe were obtained from monazite crystals belonging to the Pegmatitic District of Santa Maria de Itabira in the mining of Morro Escuro, Ponte da Raiz and Euxenita. These mining are located in the municipalities of Santa Maria de Itabira, Ferros, Guanhães and Sabinópolis in the State of Minas Gerais, Brazil. The monazite crystals are situated in the Eastern Brazilian Pegmatitic Province (EBPP) in the post-collisional context of the Araçuai Orogen, which correspond to the end of the Brazilian event. The samples are compositionally homogeneous, with no internal domains/zoning and their U, Th and Pb contents allowed obtaining an average chemical age of 474 Ma for the Santa Maria de Itabira Pegmatite District. Their chondrite-normalized rare earth element patterns show positive Sm anomalies, an element with very high partition coefficient in amphibole. This anomaly suggests that in the post-collisional context of the Araçuai Orogen there was partial melting of the host rocks of the Guanhães Group (biotite-hornblende gneiss) during the regional decompression process linked with the collapse of the orogen. This contributed to formation of a granitic melt, which was hydrated enough 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; Santa Maria de Itabira (MG); U-Th-Pb chemical dating, electron microprobe; petrogenetic indicator

1. INTRODUÇÃO

Os estudos referentes a corpos pegmatíticos apresentam grande importância desde as últimas décadas, por se tratarem de rochas fonte da grande maioria dos minerais-gema, minerais industriais e de elementos raros. Os pegmatitos são interpretados como um produto de fracionamento ígneo de fusões graníticas ou se formam por processos anatéticos, a partir da fusão parcial da rocha encaixante (Černý, 1982). A maior parte dos minerais encontrados nos pegmatitos pertence a três classes predominantes: silicatos, fosfatos e óxidos. Além da importância econômica é possível extrair deles informações no que tange à caracterização químico-mineralógica e genética dos corpos pegmatíticos, bem como sua relação, quando existente, com corpos graníticos (Newman, 2009).

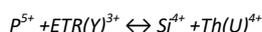
A monazita, um fosfato de elementos terras-raras (ETR) essencialmente leves (Montel *et al.*, 1996), é um mineral acessório muito comum em

pegmatitos e difundido em diversas litologias. Ela representa um geocronômetro que pode preservar idade de cristalização mesmo após uma longa história de sucessivos eventos geológicos, além de constituir um importante indicador petrogenético (Williams *et al.*, 2007).

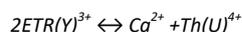
Esse mineral é portador de Th, U e Pb, este último essencialmente radiogênico derivado do decaimento radioativo dos outros dois elementos. Há incorporação negligenciável de Pb comum no crescimento natural de seus cristais (Parrish, 1990), eliminando-se a necessidade de correção isotópica robusta para o mesmo em estudos geocronológicos. Além disso, a difusão volumétrica de Pb na estrutura da monazita é desprezível, e isso resulta em uma alta temperatura de fechamento do sistema (>900°C) (Cherniak *et al.* 2004; Gardes *et al.* 2006).

A monazita faz parte da série de solução sólida monazita-huttonita-cheralita (Linhout 2007) e segundo Dana (1986) sua composição química pode ser expressa pela fórmula geral: (Ce, La, Y, Th)PO₄. Deer *et al.* (1992) grafam sua fórmula química como sendo: (Ce, La, Th) PO₄. A huttonita é um

nessossilicato de fórmula química $[ThSiO_4]$, isoestrutural da monazita, podendo ser obtida por meio da seguinte substituição (Burt, 1989).



Bea (1996) mostra que a substituição mais comum é referida como cheralítica $[Ca,Th(PO_4)_2]$.



Alguns trabalhos demonstram que a análise por microsonda eletrônica (ME) pode ser um método preciso para a datação da monazita por meio de idades químicas U-Th-Pb (por exemplo, Suzuki & Adachi, 1991, Montel *et al.*, 1996; Cocherie *et al.*, 1998). A idade é determinada pela medição de U, Th e Pb, partindo do princípio de que não há incorporação de chumbo comum durante a cristalização da monazita (Montel *et al.*, 1996, Cocherie *et al.*, 1998).

A utilização da ME permite a obtenção de idades químicas relativamente precisas e com resolução espacial maior em relação a técnicas isotópicas, que são destrutivas e possuem um custo relativamente superior, além da geração de um grande número de análises em curto espaço de tempo. A ME fornece também imagens características de variação de composição dos cristais por elétrons retroespalhados.

A partir de imagens de elétrons retroespalhados de cristais de monazita de três campos pegmatíticos (Lavra Ponte da Raiz, Lavra Euxenita e Lavra Morro Escuro) do distrito de Santa Maria de Itabira (MG) foi possível observar a homogeneidade desse mineral. Com isso, por meio da microsonda eletrônica, neste artigo foram feitas datações dos pegmatitos a partir de cálculos de idades químicas U-Th-Pb da monazita. A determinação dos padrões de elementos terras-raras (ETR) de três amostras desse mineral foi realizada com o intuito de se investigar os processos magmáticos que originaram a província pegmatítica de Santa Maria de Itabira no contexto geodinâmico regional do evento pós-colisional Brasileiro.

2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

Os corpos pegmatíticos, alvo dos estudos realizados para esta dissertação, encontram-se inseridos nos domínios da Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB) situada na porção oriental do estado de Minas Gerais (Fig. 1), sendo parte integrante da Província Estrutural Mantiqueira. As idades da Província Estrutural Mantiqueira remontam ao Arqueano (U/Pb de 3.130 ± 8 Ma) com retrabalhamento e geração de crosta no evento Riáciano - Orosiriano (2.200–1.800 Ma) e Brasileiro (630–490 Ma) (Cunningham *et al.*, 1996). De forma geral, a Província Estrutural Mantiqueira se estende desde o sul do estado da Bahia ao Rio Grande do Sul,

numa extensão superior a 2.000 km, bordejando o Cráton São Francisco em suas porções sul e leste. É localmente subdividida em dois orógenos: Araçuaí e Ribeira (Almeida *et al.*, 1976 e Almeida, 1977).

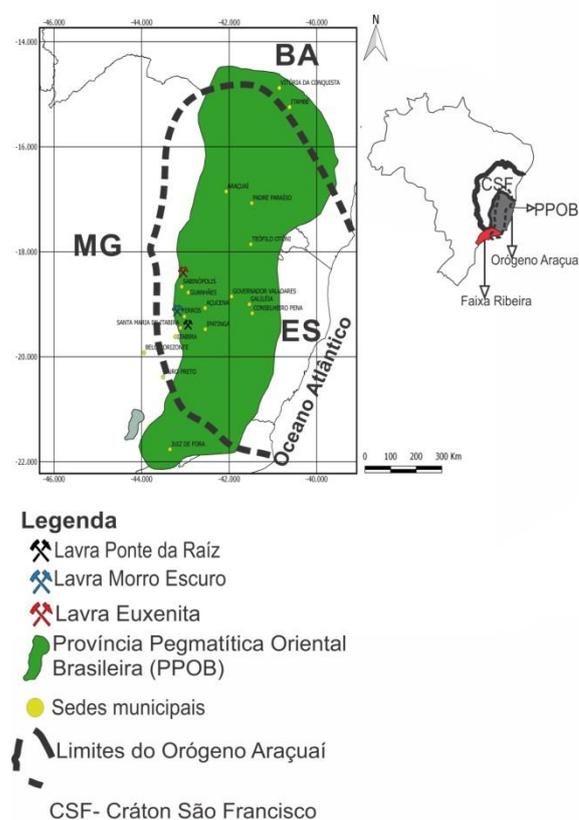


Figura 1. Mapa de localização da Província Pegmatítica Oriental do Brasil reunindo os limites propostos por Paiva (1946), Putzer (1976) e Schobbenhaus *et al.* (1981; 1984) e a localização das áreas de estudo.

A PPOB está situada nos orógenos Araçuaí e Ribeira. Ela engloba inúmeros corpos pegmatíticos, tanto de origem ígnea, cristalizados a partir de magmas graníticos residuais intrusivos, de idade Brasileira (650 a 450 Ma), quanto anatética, de mineralogia mais simples e dimensões menores, formados a partir da fusão parcial e mobilização de material félsico (Correia Neves *et al.*, 1986, Bilal *et al.*, 1993, Pedrosa Soares *et al.*, 2011). As principais unidades litoestratigráficas que hospedam os depósitos gemíferos em Minas Gerais são: as Suítes Graníticas G1, G2, G3-I, G3-S, G4 e G5, diretamente associadas à sua origem; as rochas representadas pelas Formações São Tomé, Salinas, Ribeirão da Folha, Capelinha; o Grupo Guanhões, representado por gnaisses e pelas rochas da Formação Serra Negra, que concentram mineralizações ferríferas e metais raros; as rochas dos Supergrupo Rio das Velhas, do Supergrupo Minas e do Grupo Diamantina e os corpos graníticos da Suíte Borrachudos (Pedrosa Soares *et al.*, 2011).

De acordo com os trabalhos de diversos autores, sintetizados em Correia Neves *et al.* (1986),

Marciano (1995), Nalini Jr. (1997), Gandini (1999) e Pedrosa Soares *et al.* (2011), os pegmatitos são as unidades litológicas mais jovens das faixas móveis Araçuaí e Ribeira, relacionadas ao estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro (630 Ma a 490 Ma), Pedrosa Soares *et al.*, 2011). Os pegmatitos de Santa Maria de Itabira analisados no trabalho de Marciano (1995) pelo método K/Ar, apresentam idades no intervalo entre 502 Ma a 530 Ma.

Segundo Correia Neves *et al.* (1986) e Pinto *et al.* (2001), a análise dos dados geocronológicos obtidos na PPOB, permite concluir que no fim do Ciclo Brasileiro houve a geração de uma grande quantidade de material pegmatítico. Logo, grande número dos pegmatitos que compõem esta província pertence a uma época metalogenética de idade compatível com o fim deste ciclo.

A PPOB encontra-se dividida, no estado de Minas Gerais, em sete Distritos Pegmatíticos (Araçuaí, Governador Valadares, Ataléia, São José da Safira, Santa Maria de Itabira, Padre Paraíso e Medina – Pedra Azul), que, por sua vez, se subdividem em 21 Campos Pegmatíticos, conforme descrito por Pinto *et al.* (2001). Os pegmatitos estudados neste artigo pertencem ao Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira (Campos Pegmatíticos de Ferros – Antônio Dias e Sabinópolis – Guanhães), caracterizados por englobarem pegmatitos muscovíticos e berilíferos, com ausência de turmalina, encaixados nas rochas do Grupo Guanhães (Pedrosa Soares *et al.*, 2011). As rochas do Grupo Guanhães são representadas por gnaisses e migmatitos bandados, com granulometria variando de média à grossa. São caracterizadas pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos, de coloração rosada e espessura variando de centimétrica a métrica, com níveis ricos em anfibólio e biotita, de espessura decimétrica, correspondentes prováveis a antigos corpos máficos. Em algumas regiões, essas rochas apresentam-se bem heterogêneas quanto aos aspectos texturais e composicionais, com elevado grau de alteração (Marciano 1995 e Grossi Sad *et al.*, 1997).

O Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira foi inicialmente descrito por Bilal *et al.* (1993, 1995) e Marciano (1995) e localiza-se na porção ocidental da PPOB, segundo uma faixa N-S que vai de Serra Azul a Rio Piracicaba, em Minas Gerais. Compreende pegmatitos zonados e simples, cujas dimensões variam de 50 a 100 metros de comprimento e 5 a 10 metros de espessura média (Marciano *et al.*, 1994) e são ricos em berilos e minerais industriais (Bilal *et al.*, 1995). Os corpos pegmatíticos possuem, geralmente, formas tabulares e atitudes discordantes às das rochas encaixantes.

Para este trabalho foram amostrados pegmatitos pertencentes aos Campos Pegmatíticos Ferros – Antônio Dias (Lavra Ponte da Raíz e Lavra Morro Escuro), portadores de águas-marinhas, e de Guanhães-Sabinópolis (Lavra Euxenita), portadores de berilos raros. A mineralogia desses corpos pegmatíticos assemelha-se consideravelmente, sendo caracterizada pela presença de duas micas (muscovita e biotita); quartzo (fumê e hialino); microclínio (bege, branco e verde-amazonita); ferrocolumbita-tantalita; euxenita; samarskita; monazita; fluorita; berilo (água- marinha, goshenita e heliodoro); topázio (azul e incolor) e granadas (Marciano, 1995; Newman, 2009). Schettino *et al.* (1988) observaram que os pegmatitos aflorantes na região de Santa Maria de Itabira se encontram orientados segundo a direção das fraturas das rochas encaixantes (N60E), o que demonstra um condicionamento estrutural destes corpos.

O Campo Pegmatítico de Ferros – Antônio Dias localiza-se na borda sudeste da Faixa Araçuaí e é composto por pegmatitos discordantes, encaixados em gnaisses Arqueanos do Grupo Guanhães (Fig. 2), os quais são considerados por Silva *et al.* (2002) como rochas que apresentam tectofáceis de ortognaisses, o que contraria o estudo de Grossi-Sad *et al.* (1990), que os interpretam como paragnaisses anfibolíticos. Em Silva *et al.* (2002), datações de 2860 e de 2710 Ma obtidas em gnaisses e granitóide do Complexo Guanhães são correspondentes a eventos tectono-magmáticos bem estabelecidos no embasamento arqueano do domínio cratônico do Quadrilátero Ferrífero (Machado & Carneiro 1992, Machado *et al.* 1996, , Noce *et al.* 1998). Conseqüentemente, os dados obtidos sugerem que o Grupo Guanhães pode corresponder a uma extensão deste substrato no domínio do Orógeno Araçuaí, e não um terreno alóctone.

No Campo Guanhães-Sabinópolis afloram os granitos alcalinos proterozóicos pertencentes à Suíte Borrachudos (batólitos Senhora do Porto e São Félix), que juntamente com os biotita-hornblenda gnaisses do Grupo Guanhães, representam as rochas encaixantes dos pegmatitos da região. Entretanto, foi amostrado um corpo pegmatítico da Lavra da Euxenita encaixado apenas no Grupo Guanhães. Os corpos pertencentes a esse campo são classificados como sendo do tipo zonado simples, sendo alguns concordantes e outros discordantes em relação às rochas encaixantes. Sua forma varia de tabular a tabular ramificada com dimensões variáveis de alguns centímetros a vários metros. A mineralogia é constituída essencialmente por quartzo, feldspato alcalino e muscovita e como acessórios destaca-se a ocorrência de fluorita, titanita, granadas, berilo, topázio e monazita (Newman, 2009).

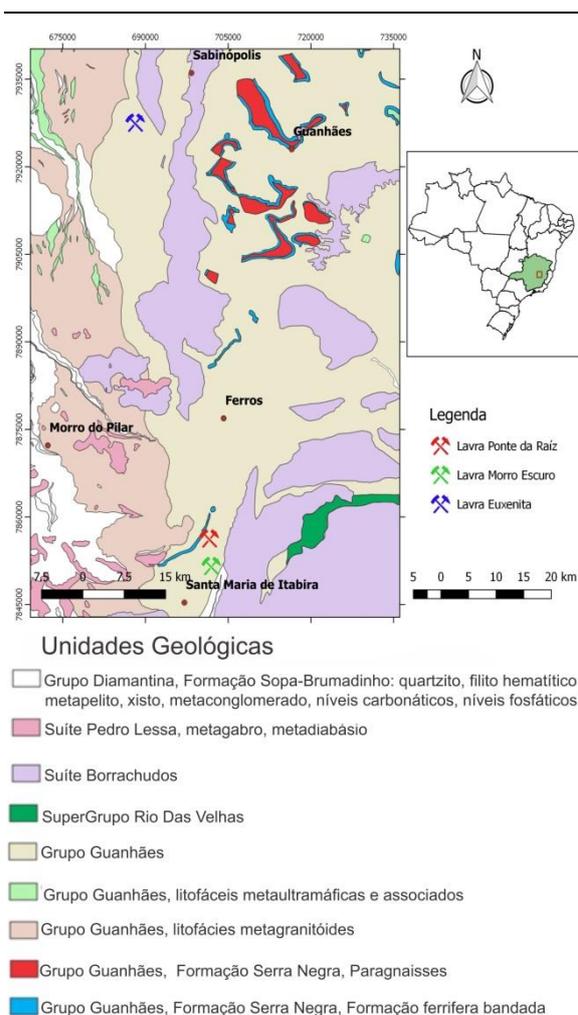


Figura 2. Mapa geológico simplificado das regiões de estudo e a localização das lavras em que as amostras foram coletadas (Modificado de Pinto & Silva, 2014).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Três cristais de monazita investigados nessa pesquisa foram coletados, sendo dois deles no produto da Lavra Morro Escuro e Ponte da Raíz (Campo Ferros – Antônio Dias) e um na Lavra

Euxenita (Campo Guanhões - Sabinópolis).

Os três cristais selecionados, de até 5 cm, foram fragmentados e montados em blocos de resina, submetidos ao desbaste e polimento até se obter uma superfície com qualidade adequada para imageamento por elétrons retro espalhados e para as análises quantitativas na microsonda eletrônica.

As imagens 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, onde também as composições químicas dos mesmos foram obtidas através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). Os parâmetros e padrões analíticos empregados nas análises pontuais quantitativas WDS encontram-se na tabela 1. 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).

Sobreposições de picos de raios-X entre Y e Pb não precisaram ser corrigidas por não ter havido medição em PbMa (Chumbo M alfa), mas apenas em PbMb (Chumbo M beta). Entretanto, para se evitar erros nas idades obtidas, a interferência de ThMz (Tório M gama) sobre o UMb (Urânio M beta) medido precisou ser corrigida, seguindo Scherrer *et al.* (2000) em adaptação às condições do CM/UFMG, da seguinte maneira:

$$U \text{ corrigido} = U \text{ medido} - (0.006365 \times Th \text{ medido})$$

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 figura 3.

O cálculo das médias das idades e de seus parâmetros estatísticos foi obtido com o apoio do *software Isoplot* (Ludwig, 2003).

$$Pb = \left\{ Th \times [\exp(\lambda_{232}t) - 1] \times \frac{M_{208}}{M_{232}} \right\} + \left\{ U \times [\exp(\lambda_{238}t) - 1] \times \frac{M_{206}}{M_{238}} \times 0.9928 \right\} + \left\{ U \times [\exp(\lambda_{235}t) - 1] \times \frac{M_{207}}{M_{235}} \times 0.0072 \right\}$$

Onde:

Pb, Th e U (corrigido) são as concentrações em ppm obtidas na microsonda. t é a idade em milhões de anos (Ma)

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

$$\lambda_{232} = 0.49475 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.9928 \quad \frac{^{235}\text{U}}{^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}} = 0.0072$$

Figura 3. Relações utilizadas para o cálculo das idades químicas por meio da quantidade de U, Th e Pb das monazitas.

Tabela 1. Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em monazitas pela microsonda eletrônica do CM-UFMG (Chaves et al., 2013).

Método = WDS (wavelength dispersive spectroscopy) quantitativo					
Tensão de aceleração = 25kv					
Intensidade da corrente = 50nA					
Diâmetro do feixe de elétrons = 2 micrômetros					
Elemento	Raio-X	Cristal	Tempo de contagem (seg.)		Padrão Analítico
			Pico	Background	
Y	La	TAP	20.0	10.0	YAG (Yttrium Aluminium Garnet)
Dy	Lb	LIF	20.0	10.0	DyPO ₄
P	Ka	PETJ	10.0	5.0	monazita
Si	Ka	TAP	10.0	5.0	ThSiO ₄ (thorita sintética)
Gd	Lb	LIF	20.0	10.0	GdPO ₄
Pb	Mb	PETJ	200.0	100.0	crocoita
Th	Ma	PETJ	20.0	10.0	ThSiO ₄
Sm	Lb	LIF	20.0	10.0	REE2
U	Mb	PETJ	150.0	75.0	UO ₂ (sintético)
Ca	Ka	PETJ	10.0	5.0	Ca ₂ P ₂ O ₇ (apatita sintética)
Nd	Lb	LIF	20.0	10.0	NdPO ₄
La	La	PETJ	10.0	5.0	monazita
Pr	Lb	LIF	20.0	10.0	PrPO ₄
Ce	La	LIF	10.0	5.0	monazita

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) confirmam a homogeneidade composicional dos cristais. Percebe-se que não há metamictização da monazita pelo decaimento do Tório (Th) ou do Urânio (U) que provocaria a destruição total ou

parcial da estrutura do mineral; também não é evidente uma alteração hidrotermal que geraria uma borda de coloração mais clara, originando minerais como florencita, parisita, allanita e apatita, que poderiam ocorrer contemporâneos a um metamorfismo retrógrado. Pelas imagens de elétrons retro espalhados e pelo contexto geotectônico observa-se que não há alterações metamórficas sobre essa geração de monazitas.

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

Monazitas	Análise Pontual	P ₂ O ₅	SiO ₂	ThO ₂	UO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	PbO	CaO	Total
Pegmatito Morro Escuro	A	26.09	2.08	10.99	0.54	10.14	29.62	3.25	10.92	3.97	1.76	0.59	0.41	0.25	0.71	101.32
	B	26.18	2.18	10.79	0.49	10.11	30.08	3.03	10.98	3.95	1.74	0.59	0.39	0.24	0.70	101.45
	C	26,23	2.15	10.90	0.53	10.14	29.34	3.31	11.28	3.96	1.74	0.51	0.35	0.25	0.69	101.38
	D	26,57	2.11	10.95	0.51	10.03	28.90	3.26	10.93	3.95	1.71	0.55	0.44	0.25	0.71	100.86
	E	26,68	2.00	11.08	0.49	10.07	28.99	3.15	10.97	4.03	1.72	0.66	0.44	0.25	0.72	101.25
	F	26,87	2.06	10.97	0.54	10.28	29.23	3.15	11.07	4.06	1.80	0.62	0.34	0.25	0.73	101.96
	G	26,96	2.03	10.87	0.51	10.13	28.88	3.31	10.91	3.99	1.73	0.64	0.38	0.24	0.69	101.27
	H	26,10	2.04	10.72	0.51	9.98	29.08	3.25	10.86	3.93	1.74	0.64	0.39	0.25	0.70	100.19
	Média	26,46	2.08	10.91	0.51	10.11	29.26	3.21	10.99	3.98	1.74	0.60	0.39	0.25	0.71	101.21
Pegmatito Ponte da Raiz	A	26.87	2.09	11.02	0.51	10.50	29.16	2.98	10.56	3.79	1.76	0.72	0.33	0.26	0.74	101.27
	B	26.63	2.06	10.97	0.48	10.59	29.26	3.18	10.83	4.01	1.73	0.63	0.32	0.24	0.78	101.71
	C	26.30	2.06	10.93	0.49	10.49	29.62	3.09	10.57	3.87	1.64	0.67	0.27	0.25	0.76	101.01
	D	26.84	2.01	10.95	0.52	10.42	29.28	3.16	10.62	3.89	1.58	0.74	0.30	0.25	0.74	101.28
	E	26.60	1.95	10.90	0.49	10.49	29.25	3.09	10.61	3.99	1.73	0.65	0.33	0.24	0.77	101.08
	F	26.32	1.95	10.92	0.52	10.39	29.40	3.19	10.16	3.97	1.62	0.57	0.27	0.25	0.75	100.26
	G	26.62	2.03	10.85	0.50	10.48	28.96	3.08	10.11	3.87	1.61	0.54	0.28	0.25	0.77	99.94
	H	26.63	1.90	10.88	0.49	10.55	29.13	3.09	10.16	3.90	1.61	0.62	0.28	0.25	0.75	100.24
	Média	26.60	2.01	10.93	0.50	10.49	29.26	3.11	10.45	3.91	1.66	0.64	0.30	0.25	0.76	100.85
Pegmatito Euxenita	A	26.31	2.18	10.60	0.49	10.57	29.80	3.03	11.17	3.76	1.61	0.56	0.38	0.24	0.67	101.37
	B	26.55	2.13	10.71	0.52	10.63	29.43	3.24	10.86	3.87	1.68	0.65	0.36	0.25	0.68	101.55
	C	26.37	2.20	10.57	0.50	10.05	29.48	3.30	11.36	3.89	1.75	0.58	0.38	0.24	0.71	101.35
	D	26.35	2.17	10.68	0.49	10.66	29.58	3.18	10.98	3.72	1.70	0.44	0.35	0.25	0.65	101.18
	E	26.79	2.13	10.60	0.49	10.50	29.79	3.21	10.74	3.73	1.70	0.58	0.40	0.25	0.65	101.56
	F	26.87	2.22	10.69	0.50	10.50	29.74	3.32	10.64	3.69	1.60	0.59	0.34	0.24	0.65	101.59
	G	26.43	2.18	10.64	0.49	10.39	29.70	3.20	10.47	3.79	1.69	0.47	0.36	0.25	0.66	100.71
	H	27.00	2.15	10.69	0.48	10.58	29.25	3.10	10.79	3.77	1.59	0.52	0.37	0.24	0.66	101.19
	Média	26.58	2.17	10.65	0.49	10.48	29.60	3.20	10.88	3.77	1.67	0.55	0.37	0.24	0.67	101.31

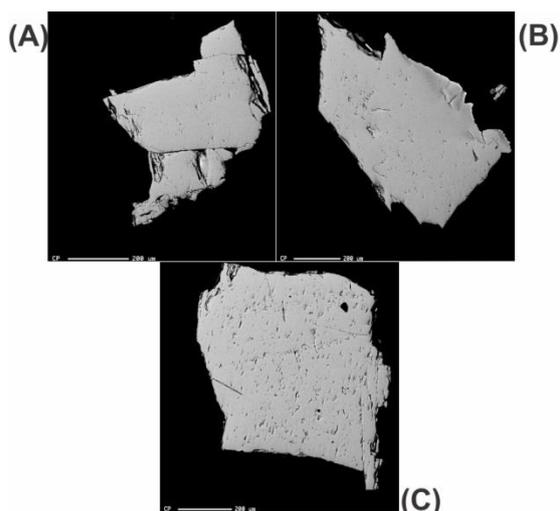


Figura 4. Imagens de elétrons retro-espalhados dos cristais de monazita homogêneos analisados na microsonda eletrônica. (A) Lavra Morro Escuro; (B) Lavra Ponte da Raiz e (C) Lavra Euxenita.

Foram analisados oito pontos em cada amostra e calculada a média de cada cristal a fim de se obter uma maior confiabilidade estatística. Observa-se que as amostras de monazitas analisadas dos três pegmatitos estudados possuem composições químicas praticamente 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), onde elas aparecem praticamente juntas.

Observa-se que a solução sólida com maior porcentagem (em média 84%) está no campo da monazita, entretanto, percebe-se uma grande tendência huttonítica nesses cristais (em média 13%), o que demonstra substituição semelhante de P e ETR por Th e Si em todos os corpos. Há baixas concentrações de cálcio em todos os corpos, o que

explica a baixa tendência cheralítica (em média 3%) dessa solução. Os cristais possuem altos teores de Ce_2O_3 (28.88-30.08 wt%) e, em função disso, essas amostras de monazita são do tipo monazita-Ce.

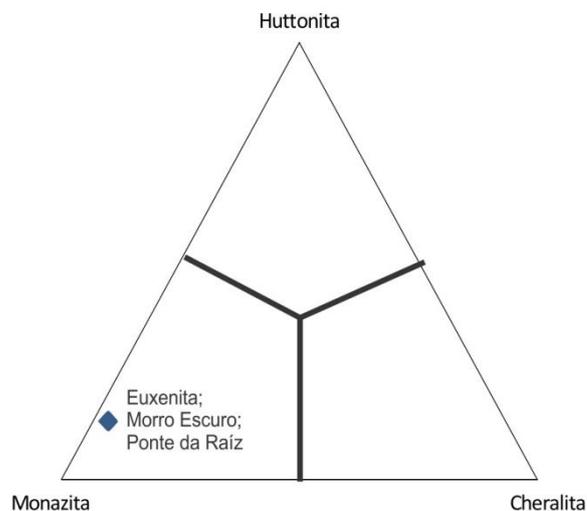


Figura 5. Diagrama ternário do sistema cheralita $[Ca,Th(PO_4)_2]$, huttonita $[2ThSiO_4]$ e monazita $[2ETR(PO_4)]$ (Linthout, 2007) com o lançamento de cada cristal de monazita.

Os padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito (Fig.6) mostram um enriquecimento de Sm em todos os cristais de forma muito similar. Como esperado para cristais de monazita, os ETR leves são mais enriquecidos que os pesados nos cristais estudados.

Na tabela 3 são expostas as idades relativas aos oito pontos analisados. Na figura 7 encontram-se os gráficos gerados pelo *software Isoplot*, que revelam valores de idade de 473 ± 14 Ma para o pegmatito Ponte da Raiz, 474 ± 14 Ma para o pegmatito Morro Escuro e 476 ± 15 Ma para o pegmatito Euxenita. A média das idades dos três pegmatitos pesquisados se encontra em 474 ± 8 Ma.

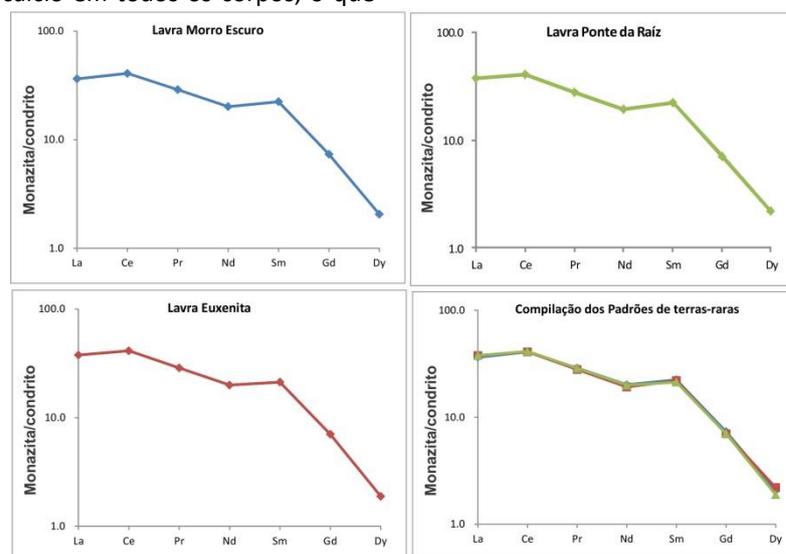


Figura 6. Gráficos de ETR das monazitas do Distrito de Santa Maria de Itabira, normalizados ao condrito segundo valores de Sun & McDonough (1989).

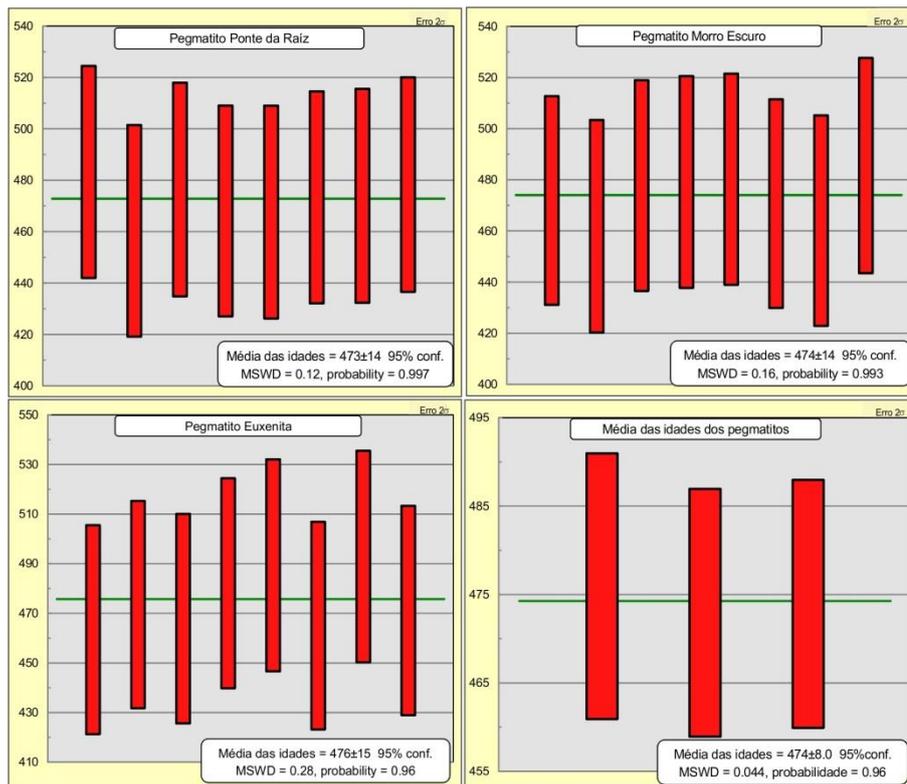


Figura 7. Média das idades químicas U-Th-Pb (não-isotópica) de cada cristal de monazita referente as lavras dos pegmatitos de Santa Maria de Itabira (MG).

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 Pontual	Idade Ma	Erro Ma	U ppm	Erro U%	Th ppm	Erro Th%	Pb ppm	Erro Pb%	MPb
Pegmatito Morro Escuro	A	472	41	4110	3.65	96615	2.00	2330	6.44	207.739
	B	462	42	3751	4.00	94840	2.00	2219	6.76	207.754
	C	478	41	4071	3.68	95807	2.00	2339	6.41	207.740
	D	479	41	3839	3.91	96237	2.00	2339	6.41	207.752
	E	480	41	3691	4.06	97336	2.00	2358	6.36	207.762
	F	471	41	4138	3.63	96369	2.00	2321	6.46	207.738
	G	464	41	3923	3.82	95543	2.00	2256	6.65	207.747
	H	486	42	3887	3.86	94190	2.00	2330	6.44	207.746
Pegmatito Ponte da Raiz	A	483	41	3906	3.84	96800	2.00	2376	6.31	207.750
	B	461	41	3644	4.12	96440	2.00	2237	6.70	207.763
	C	477	42	3699	4.05	96035	2.00	2311	6.49	207.759
	D	468	41	3980	3.77	96185	2.00	2293	6.54	207.745
	E	468	41	3736	4.01	95754	2.00	2265	6.62	207.757
	F	474	41	3938	3.81	95956	2.00	2311	6.49	207.747
	G	474	42	3809	3.94	95367	2.00	2293	6.54	207.752
	H	478	42	3684	4.07	95640	2.00	2311	6.49	207.759
Pegmatito Euxenita	A	464	42	3735	4.02	93179	2.00	2191	6.85	207.752
	B	474	42	3940	3.81	94155	2.00	2274	6.60	207.743
	C	468	42	3790	3.96	92863	2.00	2209	6.79	207.748
	D	482	42	3713	4.04	93821	2.00	2293	6.54	207.754
	E	490	43	3682	4.07	93179	2.00	2311	6.49	207.754
	F	465	42	3792	3.96	93953	2.00	2219	6.76	207.750
	G	493	43	3742	4.01	93478	2.00	2339	6.41	207.752
	H	471	42	3633	4.13	93953	2.00	2237	6.70	207.759

5. DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

A monazita representa uma importante ferramenta na discussão de questões geocronológicas pois seus conteúdos de U, Th e Pb obtidos por meio da microsonda eletrônica podem ser usados em datações químicas com bastante eficiência (Zhu & O’Nions, 1999). Através dessas mesmas análises os estudos das variações de padrões de ETR podem auxiliar na indicação do processo gerador de líquidos pegmatíticos dentro de um contexto geotectônico (Cerný *et al.*, 2012). Dessa forma, o estudo químico das monazitas permite que sejam extraídas informações de alta precisão, alta resolução espacial, além de informações petrogenéticas.

Marciano *et al.* (1993); Marciano *et al.* (1994) e Marciano (1995) apresentaram uma compilação das idades do Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira. Os pegmatitos foram datados como pós colisionais do evento Brasileiro por meio de datação radiométrica. Através do método K-Ar esses autores encontraram a idade de 519 ± 10 Ma em muscovita de pegmatitos da lavra Morro Escuro (Marciano *et al.*, 1993). No trabalho de Bilal *et al.* (1995) foram feitas datações químicas da monazita por meio da microsonda eletrônica e foi encontrado uma idade de 462 ± 33 Ma para a lavra da Euxenita. As idades relatadas nos trabalhos de Marciano e colaboradores e Bilal e colaboradores nortearam a pesquisa atual, pois as idades químicas U-Th-Pb encontradas foram de 474 ± 8 Ma, o que corrobora para uma idade final do Ciclo Brasileiro num contexto pós colisional do Orógeno Araçuaí.

Uma premissa básica para a análise química da monazita é identificar se há domínios/zonamentos composicionais distintos, pois os múltiplos estágios da história geológica ficam preservados nesse mineral (Williams *et al.*, 2007). No entanto, pelas imagens de elétrons retro espalhados da figura 4 percebe-se que os grãos desse Distrito Pegmatítico estudado possuem homogeneidade composicional, o que confirma a ambiência tectônica pós-colisional, momento a partir do qual não houve alteração metamórfica sobre a monazita.

As assinaturas químicas em pegmatitos graníticos podem ser observadas através de elementos traço. O comportamento dos elementos traço em processos geológicos, em especial ambientes ígneos, é avaliado pela sua distribuição entre as fases cristalinas e líquidas. A relação entre as concentrações do elemento na parte sólida sobre a concentração do elemento na parte líquida é chamado Coeficiente de Partição (Kd) (Wilson, 1989).

$$K_d = \frac{\text{concentração no mineral}}{\text{concentração no líquido}}$$

Esses elementos são na grande maioria incompatíveis na formação dos minerais que cristalizam no magma granítico, representando portanto, um equilíbrio entre a rede cristalina e o magma residual.

Tal comportamento pode ser observado com o particionamento dos elementos terras raras mais pesados e do Ítrio (Y) na relação entre monazita e granada. Se o crescimento da monazita preceder a nucleação da granada, então haverá um maior enriquecimento destes elementos nas monazitas em relação as granadas formadas posteriormente (Wilson, 1989; Willian *et al.*, 2007). Segundo Wilson (1989), a presença de granadas residuais de rochas fonte na fusão parcial torna o magma formado empobrecido nestes elementos. Entretanto, se o grau da fusão for alto a ponto de eliminar a granada da rocha fonte, tais elementos podem ser incorporados à monazita, se esta preceder a formação da granada. Segundo esse autor, o enriquecimento de ETR no magma depende da abundância inicial destes elementos na rocha fonte e o grau da fusão parcial (ou anatexia). As rochas arqueanas do Grupo Guanhões (biotita-hornblenda gnaiss) possivelmente sofreram fusão parcial, tendo o crescimento da monazita ocorrido no contexto de formação dos pegmatitos estudados.

Como observado nos gráficos da figura 6 dos padrões de terras raras normalizados pelo condrito, a anomalia positiva de Sm (calculada pela expressão de valores normalizados ao condrito $\text{Sm}/[\text{Nd}*\text{Gd}]^{1/2}$, sendo de 1,84 para o pegmatito Morro Escuro, 1,90 para o pegmatito Ponte da Raiz e 1,80 para o pegmatito Euxenita, ou seja, todas acima de 1) está ligada ao alto coeficiente de partição desse elemento na hornblenda em sistemas ricos em sílica (Rollinson, 1993). Portanto, um alto grau de fusão parcial envolvendo a quebra desse anfibólio presente no gnaiss encaixante libera rapidamente o Sm para o líquido magmático e, além disso, hidrata o sistema.

A textura pegmatítica encontrada nesse distrito é uma consequência da baixa taxa de nucleação dos minerais que está ligada à alta concentração de água (Holtz *et al.* 1993). Com isso, segundo Nabelek *et al.* (2010), a baixa viscosidade aumenta a velocidade de ascensão do magma que sobe adiabaticamente em ambiente de baixa pressão gerado durante o colapso do Orógeno Araçuaí por volta de 475 Ma.

De fato, 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 (Grupo Guanhões). Dessa forma, o espaço livre e rico em água permitiu o avolumado crescimento dos

minerais para gerar os pegmatitos portadores de monazita investigados.

O estudo químico da monazita em microsonda eletrônica é útil para identificar sua idade que, em associação ao entendimento tectônico então vigente, traz à luz o processo de fusão da rocha fonte, cujo líquido de composição granítica daí gerado se torna matéria-prima para o crescimento dos pegmatitos da região estudada.

6. AGRADECIMENTOS

À CAPES e ao CNPq pelas bolsas concedidas aos autores.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim IG-USP*, 7:45-80.
- Bea F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37(3): 521-552.
- Bilal E., Marciano V.R.P.R.O., Svisero D.P., Correia Neves J.M. 1993. Monazitas de pegmatitos da porção centro-oeste da Província Pegmatítica Oriental. *In: Anais Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 7, Belo Horizonte. 12: 99-104.
- Bilal E., Marciano V.R.P.R.O., Fuzikawa K., Correia Neves J.M., Giret A. 1995. Datação de monazitas do Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira, MG. *In: Anais Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 8, Diamantina. 13: 46-47.
- 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. Mineralogical society of America*, 21, Chantilly, Virginia, p. 259-307.
- Cerný P., London D., Novák M. 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Elements*, 8: 289-294.
- Cerný P. 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. *In: Černý P. (Ed.) Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canadá, University of Manitoba Press*, p. 1-39.
- 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*, 21(2): 13-18.
- Cherniak D.J., Watson E.B., Grove M., Harrison T.M. 2004. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4): 829-840.
- Cocherie A., Legendre O., Peucat J.J., Kouamelan A.N. 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: implications for lead behaviour in monazite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 2475-2497
- Correia-Neves J. M., Pedrosa-Soares A. C., Marciano V. R. 1986. A província pegmatítica oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1): 106-118.
- Cunningham W.D., Marshak, S., Alkmim, F.F. 1996. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasileiro Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 77(1/2): 1-15.
- Dana J.D. 1986. *Manual de Mineralogia*. EDUSP, São Paulo, 642p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Scientific & Technical, Hong Kong, 696 pp.
- Gandini A.L. 1999. Aspectos da mineralogia, geoquímica, gênese e potencialidade econômica do Campo Pegmatítico de Marilac, Minas Gerais. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 261p.
- Gardes E., Jaoul O., Montel J.M., Seydoux-Gulliaume A.M., Wirth R. 2006. Pb diffusion in monazite: an experimental study of $Pb^{2+} + Th^{4+} \leftrightarrow 2Nd^{3+}$ interdiffusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 2325-2333.
- Grossi Sad J.H. 1997. Projeto Espinhaço; geologia da Folha Guanhães, Minas Gerais. Escala 1:100.000. Belo Horizonte, SEME/COMIG/UFMG. 117 p.
- Grossi Sad J.H., Chiodi Filho C., Santos J.F., Magalhães J.M.M., Carelos P.M. 1990. Duas suítes graníticas da borda sudeste do Cráton San Franciscano em Minas Gerais: petroquímica e potencial metalogenético. *In: SBG, Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, 4, p. 1836.
- Holtz F., Dingwell D.B., Behrens H. 1993. Effects of F, B₂O₃ and P₂O₅ on the solubility of water in haplogranite melts compared to natural silicate melts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 113: 492-501.
- Linhout K. 2007. Tripartite division of the system 2REEPO₄ - CaTh(PO₄)₂ - 2ThSiO₄, discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by CaTh(PO₄)₂. *The Canadian Mineralogist*, 45: 503-508.
- Ludwig K. R. 2003. *Isoplot/ex 3.00: a geochronological toolkit for microsoft excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4: 1-70
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79: 347-361.
- Machado, N.; Schrank A., Noce C.M. Y Gauthier G. (1996). Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for GETRnstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 259-276.
- Machado N. & Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 2341-2346.
- Marciano V.R.P.R.O. 1995. O Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais: mineralogia, geoquímica e zoneografia. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 216p.
- Marciano V.R.P.R.O., Rios F.J., Achtschin A.B., Correia Neves J.M., Svisero D.P. 1994. Berilos de Pegmatitos de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais. *Brasil. Geonomos*, 2(2): 41-50.
- Marciano V.R.P.R.O., Svisero D.P., Correia Neves J.M. 1993. Dados geocronológicos de pegmatitos da borda oriental do Cráton do São Francisco. *In: Anais do Simpósio sobre o Cráton do São Francisco: sua evolução tectônica e metalogenética*, 2, p. 362.
- Montel J., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131: 37-53.
- Nabelek P. I., Whittington A. G., Sirbescu M. C. 2010. The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly

- undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 313-325.
- Nalini Jr. H.A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Saint-Etienne. Tese de Doutorado, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 287p.
- Newman D.T.C. 2009. Estudos mineralógicos e microtermométricos de algumas espécies mineralógicas oriundas de pegmatitos dos Distritos Pegmatíticos de Santa Maria de Itabira e Governador Valadares, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, 318 p.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 95-102.
- Paiva G. 1946. Províncias Pegmatíticas do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 78, 8 p.
- Parrish R. R. 1990. U-Pb dating of monazite and its applications to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1431-1450.
- 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, London, Special Publications*, 350: 25-51.
- Pinto C.P., Silva M.A. 2014. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, CPRM/CODEMIG, mapa geológico, escala 1: 1.000.000.
- 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. Belo Horizonte, SEME/COMIG/MME/CPRM, escala 1:500.000.
- 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, 12p.
- Putzer H. 1976. *Metallogenetische provinzen in suedamerika*. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 318p.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Prentice Hall, Londres, 352 pp.
- 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 mineralogische und petrographische mitteilungen*, 80: 93-105.
- Schettino A., Machado Neto O., Giacromi W. 1988. Geologia da região de Santa Maria de Itabira (MG). Trabalho de graduação. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais. 72 p.
- Schobbenhaus C., Almeida C.D., Derze G.R., Asmus H.E. 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Brasília, Ministério das Minas Energia / DNPM, escala 1:2.500.000.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. Geologia do Brasil. Brasília, DNPM. 435p.
- Silva L.C. da, Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C., Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira Geociências*, 32: 513-528
- 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 Special Publication*, 42: 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. *Geochemical Journal*, 25: 357-376.
- Toya T., Kato A., Jotaki R. 1984. Quantitative analysis with electron probe microanalyzer, Jeol training center. Japan, 1-113.
- Williams M.L., Jercinovic M.J., Hetherington C. J. 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 35: 137-175.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466p.
- Zhu X.K. & O'nions R.K. 1999. Monazite chemical composition; some implications for monazite geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137: 351-363.