

IDADE U-Th-Pb_T DE MONAZITAS DO SILLIMANITA-CORDIERITA-GRANADA-BIOTITA GNAISSE DE ITAPECERICA (MG) E A ATUAÇÃO DA OROGENIA RIACIANO-OROSIRIANA NO INTERIOR DO CRATON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL

Alexandre de Oliveira CHAVES¹, Marcos Santos CAMPELLO¹, Antonio Carlos Pedrosa SOARES¹

(1) Departamento de Geologia – Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFMG). Av. Antonio Carlos, 6627, Belo Horizonte – MG, CEP 31270-901. Endereço eletrônico: alochaves@yahoo.com.br.

Introdução
Arcabouço geológico da rocha investigada
Materiais e métodos
Resultados
Discussões e conclusões
Agradecimentos
Referências bibliográficas

RESUMO - Na mina da empresa Nacional de Grafite em Itapeçerica (MG), localizada no interior do Craton São Francisco Meridional, ocorre uma associação de rochas paraderivadas de alto grau metamórfico que inclui gnaisses, quartzitos e grafita xistos, além de granitoides peraluminosos. Provenientes de um sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaiss desta associação, cristais de monazita internamente homogêneos tiveram suas composições químicas determinadas nas suas porções de borda e centro através da microsonda eletrônica. Os seus teores de U, Th e Pb permitiram a obtenção de uma idade química média (não isotópica) orosiriana de 2010 +/- 19 Ma, que parece indicar que as monazitas tenham sido geradas durante o metamorfismo de alto grau da transição das fácies anfíbolito/granulito relacionado às últimas fases da Orogenia Riáciano-Orosiriana regional. Estas monazitas guardam o registro da atuação desta orogenia bem no interior do Craton São Francisco Meridional, junto aos limites externos da Província Sul Mineira paleoproterozóica.

Palavras-chave: Datação química U-Th-Pb_T, monazita, Orosiriano, Craton São Francisco, Minas Gerais.

ABSTRACT - In the Nacional de Grafite mine, close to the Itapeçerica town (MG) located inside the Southern São Francisco Craton, an association of paraderived high-grade metamorphic rocks including gneisses, quartzites, graphite schists, and peraluminous granitoids, is found. From a cordierite-sillimanite-garnet-biotite gneiss of this association, internally homogeneous monazite crystals were analyzed by the electron microprobe. Their U, Th and Pb contents allowed obtaining a (non-isotopic) orosirian average chemical age of 2010 +/- 19 Ma, suggesting that they were formed under amphibolite to granulite facies metamorphism related to the latest phases of the regional Rhyacian-Orosirian Orogeny. Monazite crystals keep the record of this orogeny within the Southern São Francisco Craton, near the external boundaries of the Paleoproterozoic Sul Mineira Province.

Keywords: U-Th-Pb_T chemical dating, monazite, Orosirian, São Francisco Craton, Minas Gerais.

INTRODUÇÃO

A monazita, um fosfato de elementos terras-raras leves, é um mineral acessório difundido em diversos litotipos de composição meta a peraluminosa, incluindo granitoides e pegmatitos graníticos, além rochas metamórficas paraderivadas que variam desde a facies xisto-verde a granulito. Concentra-se em depósitos sedimentares do tipo *placer* em associação a outros minerais pesados, sendo também encontrada em carbonatitos (Overstreet, 1967). A monazita normalmente é portadora de Th, U e do Pb essencialmente radiogênico derivado de ambos por decaimento

radioativo. 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.

Desde a década de 1990, este mineral tem se tornado reconhecidamente importante na definição não só da idade de cristalização magmática, como também de eventos de metamorfismo e deformação, idades estas obtidas através de análises não-destrutivas, precisas e de alta resolução espacial de U, Th e Pb por microsonda eletrônica (Suzuki &

Adachi, 1991; Montel et al., 1996; Williams et al., 1999; Foster et al., 2004; Pyle et al., 2005; Vlach, 2010), que se equivalem às idades isotópicas obtidas pelo método U-Pb. Esta equivalência é confirmada por vários trabalhos na literatura. Como exemplo, em seu artigo, Dahl et al. (2005) validam a acurácia e a precisão das idades U-Th-Pb obtidas por microsonda eletrônica em monazitas de rochas granito-gnáissicas e metapelíticas de terrenos polimetamórficos pré-cambrianos, ao compará-las com idades isotópicas U-Pb obtidas por SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) nas porções de borda e núcleo dos cristais. Chaves et al. (2013) também demonstram que as idades U-Th-Pb entre 505-580 Ma obtidas por microsonda eletrônica em monazitas detríticas de *placers* marinhos (úteis para se definir a idade das áreas-fonte que fornecem material para alimentar bacias sedimentares) são perfeitamente comparáveis às idades isotópicas U-Pb entre 530-580 Ma obtidas por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Williams et al. (2007) afirmam que as idades U-Th-Pb de monazitas por microsonda eletrônica podem ajudar a marcar a atuação de processos metamórficos de graus variados. Uma vez que cristais de monazita podem ser internamente homogêneos ou heterogêneos em função de sua história geológica, as imagens de elétrons retro-

espalhados fornecidas pela microsonda são capazes de revelar eventuais domínios/zonamentos composicionais em cristais de monazita, os quais podem, em função da elevada resolução espacial do equipamento, ser cronologicamente ordenados pelo método de datação química para produzir informações termotectônicas sobre o crescimento de cristais e padrões de recristalização relacionados a reações metamórficas ou microestruturas. Estes autores mostram que idades U-Th-Pb de monazitas marcam ainda, com rigor, atividades plutônicas em ambientes geotectônicos diversos, e podem ser usadas no estudo de processos diagenéticos, auxiliando portanto, não só na petrologia metamórfica, como também na petrologia magmática e sedimentar. A robustez da monazita em estudos geocronológicos se apóia no fato de que, do mesmo modo que acontece com o zircão, sua temperatura de fechamento do sistema U-Th-Pb é superior a 900°C (Cherniak et al., 2004).

O objetivo do presente trabalho é apresentar a idade química U-Th-Pb_T (não-isotópica) orosiriana das monazitas do gnaiss paraderivado de alto grau metamórfico aflorante em Itapeçerica (MG), no interior da porção meridional do Craton São Francisco, e discutir sua gênese no contexto tectônico regional.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO DA ROCHA INVESTIGADA

O Craton São Francisco Meridional (CSFM – figura 1A) é composto por terrenos granito-gnáissico-migmatíticos e *greenstone belts* arqueanos (Supergrupo Rio das Velhas), além de rochas metasedimentares clástico-químicas paleoproterozóicas (incluindo os itabiritos no Quadrilátero Ferrífero) do Supergrupo Minas e coberturas sedimentares pelito-carbonáticas neoproterozóicas do Grupo Bambuí.

A maior parte do CSFM é constituída por gnaisses e migmatitos de composição TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito), cujos protólitos se formaram entre 2,9 e 3,2 Ga e foram intrudidos por granitóides cálcio-alcalinos sintectônicos formados na Orogenia Rio das Velhas, com idades em torno de 2,78 Ga, e granitóides pós-tectônicos formados entre

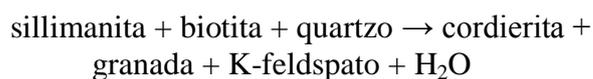
2,7 e 2,6 Ga, além de intrusões máficas e máfico-ultramáficas (Noce et al., 1998; Teixeira et al., 2000). Nesses terrenos arqueanos há 3 complexos metamórficos principais, denominados Belo Horizonte, Bonfim e Campo Belo (figura 1A). Em termos regionais, merece destaque a evolução da Província Sul Mineira paleoproterozóica (Teixeira et al., 2005), um domínio da ação do metamorfismo e deformação sobre as rochas arqueanas do CSFM. Ela inclui o Cinturão Mineiro no extremo da borda SE do CSFM (figura 1A – idades destacadas), marcador de eventos paleoproterozóicos de natureza acrescionária e ensílica. Este cinturão, de direção geral SW-NE, vergência tectônica SE para NW, guarda o registro inicial de um arco

de ilhas intraoceânico de cerca de 2,3 Ga, acrescido a uma margem continental do tipo andina. Nesta margem teria sido edificado um arco magmático, com plútons de 2,2 Ga, até o momento da colisão continental a 2,1 Ga, quando foram deformados os sedimentos do Supergrupo Minas, na região do Quadrilátero Ferrífero. Seguiu-se daí o colapso do orógeno então erguido, acompanhado do desenvolvimento de sinformes, estruturas dômicas e granitóides tardi-orogênicos há cerca de 2,0 Ga (Teixeira & Figueiredo, 1991, Machado et al., 1992, Ávila et al., 2010, Noce et al., 2000, Alkmim, 2004). A deposição do Grupo Itacolomi, o qual se assenta discordantemente sobre as rochas do Supergrupo Minas, parece representar o registro da geração de pequenas bacias extensionais ao final desta fase, cujos zircões detríticos mais jovens são de 2060 Ma (Machado et al., 1996).

O segmento crustal siálico do CSFM no qual está inserida a área de estudo é, de acordo com Carneiro & Barbosa (2008), constituído predominantemente por gnaisses, granitóides, anfíbolitos, rochas máficas, ultramáficas e charnoquitos, que foram inicialmente agrupados por Machado Filho et al. (1983) nos complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena. No entanto, Teixeira et al. (1996) uniram os complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena em um só complexo, que foi por eles denominado Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB – figura 1A), cuja evolução geológica teria início no Mesozoico. Localmente são encontrados relictos supracrustais, que podem corresponder às sequências arqueanas e/ou às sequências paleoproterozóicas correlacionáveis ao Quadrilátero Ferrífero (Teixeira et al., 2000). Com relação ao metamorfismo, a maioria das rochas do CMCB foi gerada ou submetida a condições metamórficas que atingiram as fácies anfíbolito e granulito (Fernandes & Carneiro, 2000). Todo esse conjunto encontra-se cortado por diques máficos (diabásios e anfíbolitos) de várias gerações (Chaves, 2013).

Campello (2014) individualizou no setor centro-sul do CMCB a unidade Itapeçerica a NW da cidade homônima. Esta unidade, constituída por gnaiss cinza-rosado, migmatítico a localmente migmatítico, de composição granítica a granodiorítica, foi dividida por este autor nas subunidades Gnaiss Peraluminoso e Sequência Paraderivada. A rocha investigada, proveniente da subunidade Sequência Paraderivada, trata-se de um gnaiss de coloração cinza-escura, com foliação marcada por faixas milimétricas ricas em biotita alternadas com quartzo e cordierita. Nela aparecem porfiroblastos avermelhados de granada de até 5 mm. Esta rocha, coletada mais especificamente na mina de grafita da empresa Nacional de Grafite, faz parte de um domínio de rochas metasedimentares que inclui ainda quartzitos e grafita xistos (figuras 1B e 1C).

Microscopicamente, o gnaiss mostra textura granolepidoblástica com cristais de biotita orientados ao longo da foliação por ela demarcada. Quartzo, cordierita e raros cristais de K-feldspato peritítico orientam-se no mesmo plano da foliação. A sillimanita fibrosa (variedade fibrolita) ocorre no interior da cordierita, estando esta última por vezes alterada para pinita. A granada normalmente é poiquiloblástica, com inclusões de quartzo (figura 2A). Como acessório, aparece a monazita (figuras 2A e 2B). Em termos modais, a rocha estudada pode ser classificada como um sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaiss. Assumindo a formação desta rocha em metamorfismo Barroviano sob pressões intermediárias, a reação metamórfica que marcaria o surgimento da cordierita, granada e K-feldspato seria:



De acordo com Yardley (1989), a associação cordierita + granada + K-feldspato define o início da facies granulito, com temperaturas girando em torno de 750-800 °C (Best, 2003).

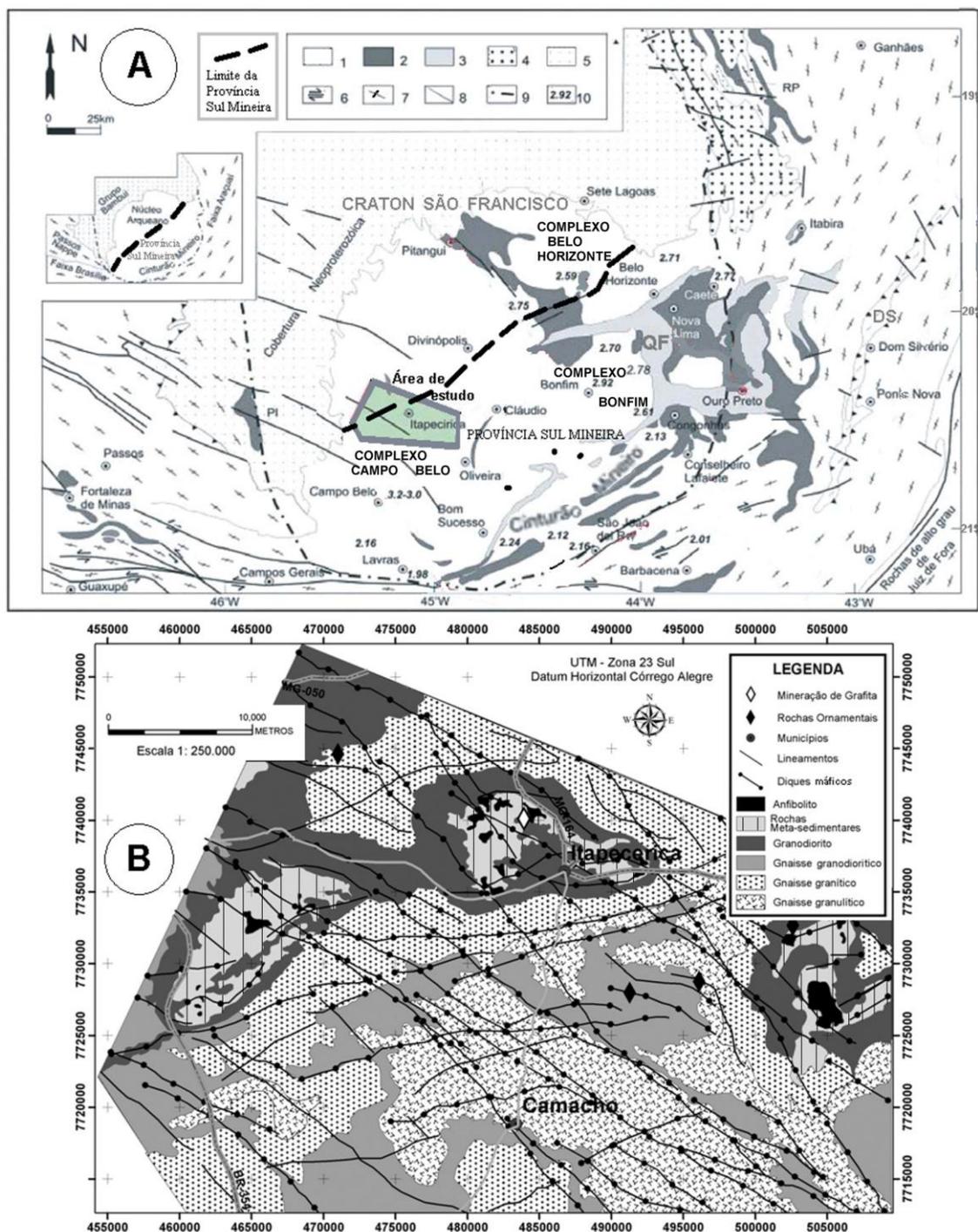


Figura 1. A - Mapa geológico esquemático da porção meridional do Craton São Francisco. 1 – rochas granitoides, gnaisses, migmatitos e granulitos arqueanos, parcialmente retrabalhados ou gerados no Paleoproterozóico ao longo do Cinturão Mineiro; 2 – *Greenstone Belts* arqueanos e paleoproterozóicos; 3 – Rochas supracrustais metasedimentares do Supergrupo Minas (Paleoproterozóico); 4 – Supergrupo Espinhaço (rochas supracrustais metavulcanosedimentares Paleo a Mesoproterozóicas); 5 – Grupo Bambuí (cobertura cratônica neoproterozóica); 6 – Zona de Cisalhamento/Faixas cisalhadas; 7 – Faixas móveis marginais Brasilianas (Aracuaí, Sul da Faixa Brasília e Nappe de Passos), 8 – Falhas Maiores; 9 – Limite do Craton; 10 – Idades dos terrenos em bilhões de anos (Ga). QF – Quadrilátero Ferrífero. DS – Grupo Dom Silvério (Neoproterozóico). B - Mapa geológico da região de Itapecerica. O gnaiss estudado foi coletado a partir de um domínio de rochas meta-sedimentares junto à mineração de grafita da empresa Nacional de Grafite (mapas A e B modificados de Zacchi et al., 2007).

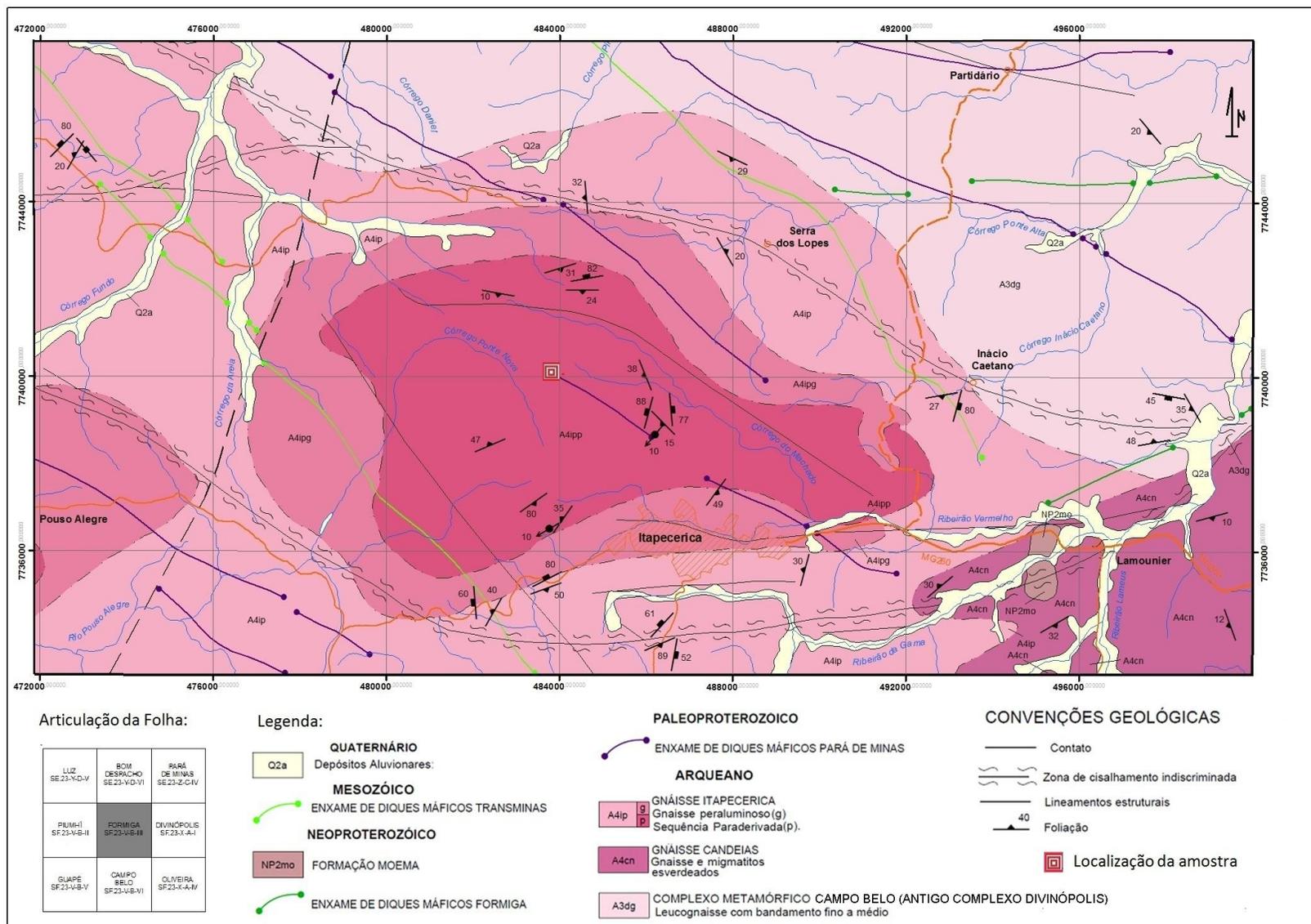


Figura 1C. Recorte da Folha Formiga 1:100.000 (Campello, 2014), com a localização do gnaíse estudado.

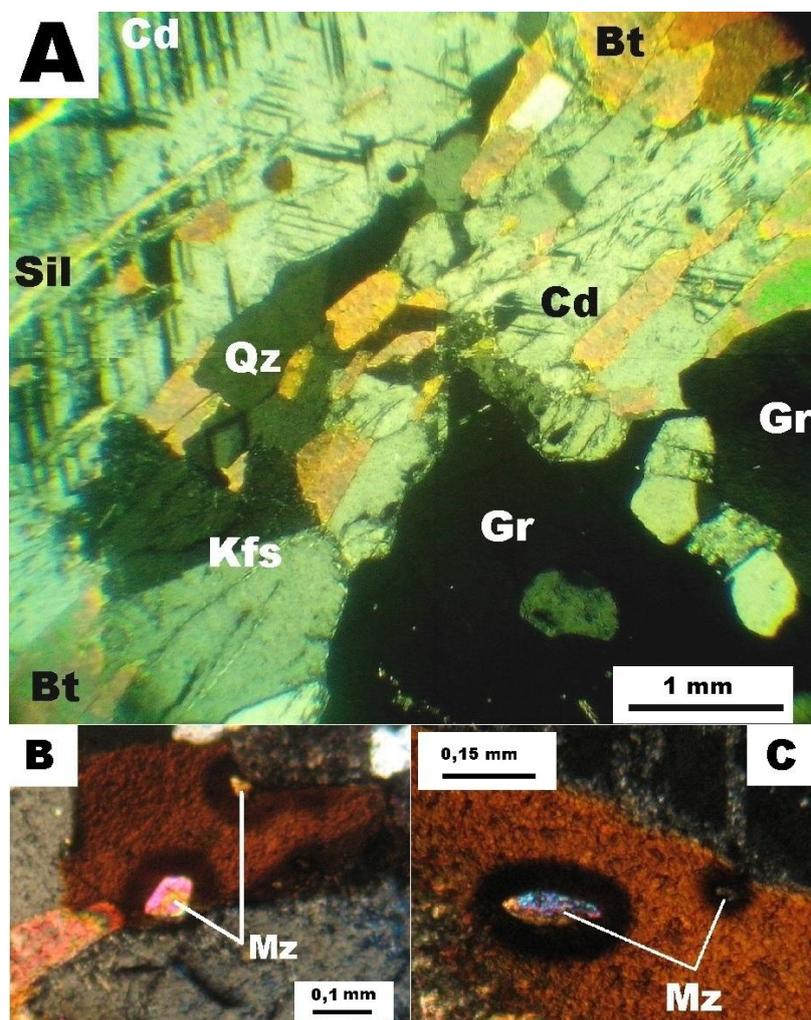


Figura 2. A - Fotomicrografia do gnaiss estudado sob polarizadores cruzados. Cd – cordierita, Bt – biotita, Qz – quartzo, Sil – sillimanita, Gr – granada, Kfs – feldspato potássico. B e C – Fotomicrografias de monazitas (Mz) no interior de biotitas do gnaiss, sob polarizadores cruzados. Notar os halos pleocróicos ao redor dos cristais de monazita.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para fins geocronológicos, com as próprias lâminas delgadas investigadas nos estudos micropetrográficos, que foram polidas com alumina isenta de Pb, Th e U (para se evitar qualquer contaminação por estes elementos) e recobertas com filme de carbono em equipamento metalizador apropriado, utilizou-se o método de datação química U-Th-Pb_T desenvolvido por Chaves et al. (2013). As composições químicas das porções de borda e de centro de 10 cristais de monazita de 40 a 250 µm (total de 25 análises) foram obtidas no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (CM-UFGM), em uma microsonda JEOL, modelo JXA-8900, através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). O imageamento das monazitas foi realizado pela técnica de elétrons retro-espalhados nesta microsonda.

As condições de medidas e padrões analíticos empregados encontram-se na tabela 1. 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-UFGM, da seguinte maneira:

$$U \text{ corrigido} = U \text{ medido} - (0,006365 \times Th \text{ medido}).$$

O cálculo das idades químicas pontuais U-Th-Pb_T foi feito com o auxílio do *software EPMA Dating* (Pommier et al., 2004), utilizando-se a relação:

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

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

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

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

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

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

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

Tabela 1. Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em monazitas pela microsonda eletrônica do CM-UFGM. Os padrões Monazita, Rodonita, Hematita e Crocoita são da Coleção Astimex. Os padrões YAG, Apatita e Thorita, são da Coleção Ian Steele. Os ortofostatos de terras raras são doação do Smithsonian Institute.

Método = WDS (wavelength dispersive spectroscopy) quantitativo						
Tensão de aceleração = 25Kv						
Intensidade da corrente = 50nA						
Diâmetro do feixe de elétrons = 2 micrômetros						
Tempo de contagem						
Elemento	Raio-X	Cristal	Pico	Background	Padrão	
1	Y	La	TAP	20.0	10.0 (seg)	YAG (Yttrium Aluminum)
2	Dy	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	DyPO ₄
3	P	Ka	PETJ	10.0	5.0 (seg)	Monazita
4	Si	Ka	TAP	20.0	10.0 (seg)	ThSiO ₄ (sintético)
5	Gd	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	GdPO ₄
6	Pb	Mb	PETJ	200.0	100.0 (seg)	Crocoita
7	Fe	Ka	LIF	10.0	5.0 (seg)	Hematita
8	Th	Ma	PETJ	20.0	10.0 (seg)	ThSiO ₄ (sintético)
9	Sm	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	REE2
10	U	Mb	PETJ	150.0	75.0 (seg)	UO ₂ (sintético)
11	Ca	Ka	PETJ	20.0	10.0 (seg)	Ca ₂ P ₂ O ₇ (sintético)
12	Mn	Ka	LIF	20.0	10.0 (seg)	Rodonita
13	Nd	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	NdPO ₄
14	La	La	PETJ	10.0	5.0 (seg)	Monazita
15	Pr	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	PrPO ₄
16	Ce	La	LIF	10.0	5.0 (seg)	Monazita

RESULTADOS

As imagens de elétrons retro-espalhados obtidas na microsonda (figura 3) mostram que os cristais de monazita investigados são

subédricos e internamente homogêneos, ou seja, sem feições de zonamento.

As composições químicas muito similares das monazitas apresentadas na tabela 2 revelam que os cristais são de monazita de cério com teores variáveis de ThO₂ entre 1,5 e 5,2 %, UO₂ entre 0,5 e 1,4 % e PbO entre 0,5 e 0,7 %. Na

tabela 3 estão apresentadas as idades pontuais (e seus respectivos erros) obtidas nos cristais de monazita investigados, as quais produziram um valor médio de 2010 +/- 19 Ma (figura 4).

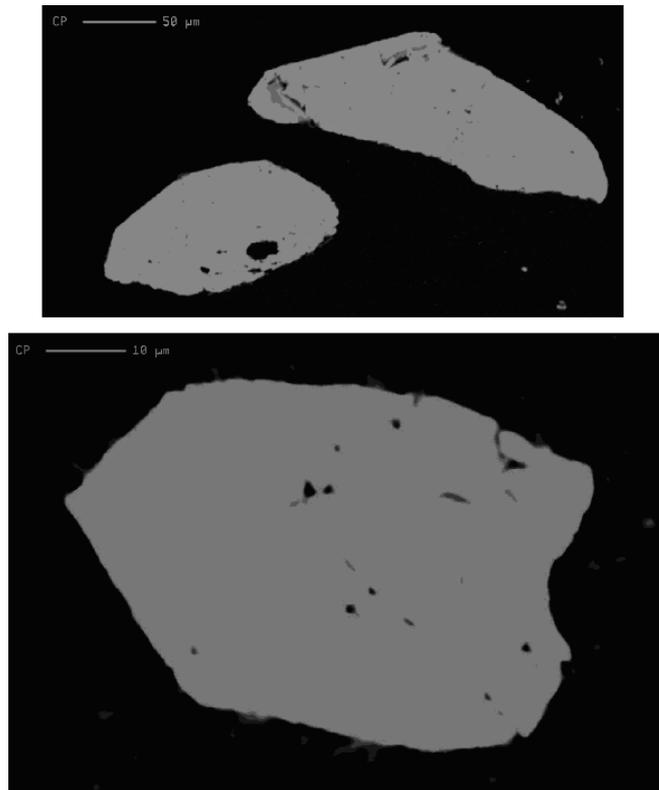


Figura 3. Imagens de elétrons retro-espalhados de 3 dos 10 cristais de monazita analisados. Eles mostram-se subédricos e sem zonamento interno sob contraste.

Tabela 2. Composições químicas dos cristais de monazita do padrão analítico e do gnaiss investigado (óxidos - % peso).

	Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SiO ₂	Gd ₂ O ₃	PbO	FeO	ThO ₂	Sm ₂ O ₃	UO ₂	MnO	CaO	Nd ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Total
Padrão	0.61	0.15	27.80	1.33	0.48	0.24	0.03	3.38	1.18	0.10	0.04	0.47	10.31	15.06	2.89	35.57	99.62
1	0.42	0.39	28.70	0.91	1.91	0.64	0.19	3.68	3.26	0.99	0.04	1.10	12.90	12.88	3.19	30.37	101.6
2	0.32	0.34	30.80	1.00	1.84	0.60	0.31	3.31	3.00	0.89	0.04	1.07	12.50	13.12	3.04	29.76	101.9
3	0.57	0.28	29.18	0.86	1.63	0.64	0.38	3.45	2.73	0.96	0.03	1.21	12.47	13.19	3.12	30.14	100.8
4	0.77	0.31	29.87	1.08	1.69	0.61	0.33	3.56	2.83	0.92	0.05	1.20	12.54	12.57	2.98	29.88	101.2
5	0.43	0.36	30.83	0.90	1.80	0.60	0.30	3.61	2.95	0.81	0.04	1.14	12.37	12.42	3.00	29.97	101.5
6	0.21	0.31	29.64	1.17	1.74	0.58	0.23	3.41	2.88	0.89	0.03	1.08	12.84	13.15	2.98	29.70	100.8
7	0.05	0.25	29.19	2.00	1.62	0.57	0.08	3.25	2.87	0.87	0.02	0.99	12.05	11.97	2.65	32.09	100.5
8	0.00	0.26	29.03	0.61	1.33	0.55	0.29	4.05	2.51	0.60	0.01	1.06	11.95	13.89	2.98	30.13	99.2
9	0.21	0.13	29.57	0.97	1.50	0.65	0.07	5.19	2.74	0.53	0.04	1.19	13.03	13.17	2.95	29.17	101.1
10	0.27	0.24	31.79	1.24	1.31	0.54	0.41	3.07	2.39	0.87	0.03	1.02	11.57	13.25	2.96	30.01	101.0
11	0.08	0.23	29.75	1.35	1.46	0.71	0.51	4.01	2.62	1.00	0.01	1.21	12.26	13.44	3.04	28.91	100.6
12	0.23	0.16	29.25	0.69	1.40	0.46	0.84	3.03	2.54	0.61	0.04	0.97	12.03	12.18	2.96	30.91	98.3
13	0.60	0.36	32.97	1.19	1.91	0.52	0.09	2.86	3.04	0.84	0.01	0.91	12.21	12.13	2.71	29.67	102.0
14	0.39	0.40	28.06	0.55	1.95	0.54	0.06	2.79	3.11	0.91	0.02	0.97	12.74	12.50	2.98	30.20	98.2
15	0.13	0.30	29.90	1.04	1.64	0.50	0.04	3.14	2.91	0.71	0.05	0.91	12.47	12.79	3.09	30.60	100.2
16	0.55	0.32	28.64	1.41	1.98	0.67	0.15	2.85	3.08	1.30	0.02	1.05	11.97	12.30	2.72	29.64	98.6
17	0.51	0.47	29.45	0.42	2.08	0.74	0.04	3.04	3.28	1.34	0.05	1.08	12.74	12.47	2.89	30.45	101.0
18	0.22	0.31	30.37	0.29	1.79	0.56	0.10	2.38	2.98	1.03	0.03	0.94	12.92	12.85	3.06	31.02	100.8
19	0.16	0.35	31.78	2.30	1.98	0.60	0.10	1.79	3.27	1.33	0.03	0.89	12.66	12.81	3.19	28.75	102.0
20	0.00	0.24	31.86	1.41	1.51	0.54	0.09	2.62	2.45	0.96	0.03	1.03	12.48	13.19	3.09	30.38	101.9
21	0.35	0.28	28.58	0.71	1.51	0.59	0.06	2.78	2.60	0.98	0.01	0.97	12.15	13.29	2.97	31.59	99.4
22	0.25	0.24	30.68	1.00	1.58	0.57	0.14	3.58	2.88	0.78	0.03	1.05	12.64	13.10	3.05	29.84	101.4
23	0.16	0.28	30.16	0.59	1.47	0.52	0.07	3.55	2.58	0.65	0.04	1.04	12.01	12.77	2.93	29.93	98.8

24	0.00	0.30	30.26	0.44	1.31	0.50	0.06	1.45	2.37	1.04	0.03	0.63	11.88	13.45	3.00	31.18	97.9
25	0.42	0.48	28.32	0.82	1.97	0.53	0.22	3.07	3.21	0.81	0.02	1.07	12.81	12.69	3.04	30.69	100.2

Tabela 3. Idades pontuais (e seus respectivos erros) obtidas nos cristais de monazita.

	IDADE Ma	ERRO Ma	U ppm	ERRO U ppm	Th ppm	ERRO Th ppm	Pb ppm	ERRO Pb ppm	M Pb
1	1971	89	8547	171	32375	647	5923	150	207.034
2	2059	96	7695	154	29088	582	5607	150	207.031
3	2059	93	8269	165	30319	606	5932	150	207.016
4	1980	92	7929	159	31241	625	5635	150	207.053
5	2050	98	6929	150	31733	635	5551	150	207.121
6	1974	94	7637	153	29941	599	5393	150	207.050
7	1996	97	7443	150	28535	571	5263	150	207.039
8	1990	105	5054	150	35609	712	5069	150	207.318
9	2068	100	4373	150	45583	912	6006	150	207.472
10	1969	98	7471	150	27006	540	5050	150	207.012
11	2066	89	8617	172	35266	705	6563	150	207.068
12	1990	116	5217	150	26601	532	4289	150	207.173
13	1962	101	7271	150	25116	502	4790	150	206.991
14	1978	99	7875	157	24483	490	4985	150	206.941
15	1977	107	6083	150	27629	553	4651	150	207.120
16	1984	87	11327	227	25028	501	6257	150	206.785
17	2059	86	11660	233	26707	534	6823	150	206.799
18	2025	99	8946	179	20915	418	5171	150	206.809
19	1998	94	11659	233	15757	315	5561	150	206.585
20	1974	99	8351	167	23016	460	5004	150	206.885
21	2057	98	8492	170	24404	488	5440	150	206.902
22	2008	99	6684	150	31470	629	5310	150	207.135
23	1982	106	5540	150	31224	624	4809	150	207.219
24	2089	109	9104	182	12760	255	4632	150	206.598
25	1980	102	6924	150	26988	540	4892	150	207.047

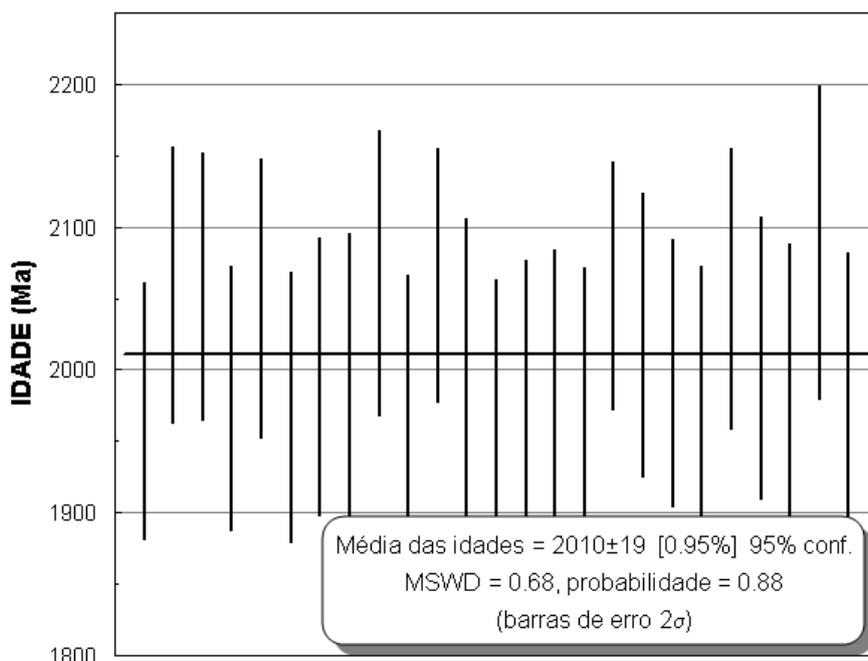


Figura 4. Média das idades dos cristais de monazita do gnaiss de alto grau estudado.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A Orogenia Riáciano-Orosiriana tem duas fases bem registradas no CSFM. Inicialmente,

uma fase de contração ocorrida há cerca de 2,1 Ga (Alkmim, 2004) resultou na formação de

um cinturão de empurrões e dobramentos (Cinturão Mineiro) vergente para NNW, com espessamento crustal associado. Esta fase contracional foi imediatamente seguida por uma fase de colapso extensional do orógeno então formado, cuja expressão regional é o surgimento de quilhas contendo os *greenstone belts* arqueanos (Supergrupo Rio das Velhas) e rochas metasedimentares do Supergrupo Minas entre estruturas dômicas nucleadas por granitóides e TTG's arqueanos. O último registro do ajuste metamórfico promovido pela exumação das porções mais profundas do orógeno associada a esta fase extensional teria ocorrido por volta de 2030 Ma (Alkmim, 2004; Machado et al., 1992).

Situado nos arredores de Itapeçerica (MG), o gnaiss estudado provavelmente derivou de pelitos ricos em magnésio, ferro e alumínio (com contribuições de matéria orgânica), relacionados ao Supergrupo Minas ou ao Supergrupo Rio das Velhas. Assumindo condições de pressão média, a associação mineral granada-sillimanita-cordierita-K-feldspato revela que este material teria ultrapassado os limites da fácies anfíbolito e atingido o início da fácies granulito, com temperaturas da ordem de 750-800 °C. Possivelmente, processos de fusão parcial deste gnaiss podem ter sido responsáveis pela

geração dos granitóides circundantes peraluminosos de composição granodiorítica (figura 1B).

Segundo Williams (2001), monazitas pré-existent em metapelitos que atingem elevado grau metamórfico começam a se dissolver em condições de pressão e temperatura do início da fácies anfíbolito, quase desaparecem ao final desta fácies metamórfica, porém acima destas condições ela volta a se formar. A idade orosiriana de 2010 +/- 19 Ma encontrada para as monazitas deste gnaiss parece indicar que elas tenham sido geradas durante o metamorfismo de alto grau relacionado às últimas fases da Orogenia Riachão-Orosiriana regional. Entretanto, não fica descartada a hipótese de que elas sejam mais antigas, originalmente detríticas, e tenham sido completamente recristalizadas neste evento, a ponto de se tornarem internamente homogêneas (sem zonamento), tendo em vista que a rocha atingiu temperaturas da ordem de 800 °C, próximas à do fechamento do sistema U-Th-Pb na monazita. De um ou de outro modo, guardam o registro orosiriano da atuação desta orogenia paleoproterozóica numa porção mais interna do CSFM (figura 1A), próxima aos limites externos da Província Sul Mineira demarcados por Ávila et al. (2010).

AGRADECIMENTOS

À CODEMIG (projeto Fronteiras de Minas em parceria com a UFMG/FUNDEP) pelo apoio logístico e à empresa mineradora Nacional de Grafite por permitir a coleta do material investigado em seus domínios. Aos operadores da microsonda do Centro de Microscopia da UFMG, Garcia e Márcio, e ao CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa do primeiro e último autores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALKMIM, F. F. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Becca, São Paulo, p. 17-35. 2004.
2. ÁVILA, C. A., TEIXEIRA, W., CORDANI, U. G., MOURA, C. A. V., PEREIRA, R. M. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29 p. 464–482. 2010.
3. BEST, M.G. **Igneous and Metamorphic Petrology**. 2nd ed. Blackwell Science Ltd. 729 p. 2003.
4. CAMPELLO, M.S. Mapa geológico – **Folha Formiga 1:100.000**. Projeto Fronteiras de Minas – CODEMIG/UFMG. Coord. Antonio C. P. Soares. 2014. No prelo.
5. CARNEIRO M. A. & BARBOSA M. S. C. Implicações geológicas e tectônicas da interpretação magnetométrica da região de Oliveira, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 1, p. 87-98. 2008.
6. CHAVES, A.O. Enxames de diques máficos de Minas Gerais – o estado da arte. **Geonomos**, v. 21, n.1, p. 29-33. 2013.
7. CHAVES, A. O., OLIVEIRA, E. K. GARCIA, L.R.A. Desenvolvimento do método de datação química U-Th-Pb de monazita por microsonda eletrônica na UFMG. **Geonomos**, v. 21, n. 2, p. 13-18. 2013.
8. CHERNIAK, D. J., WATSON, E. B., GROVE, M., HARRISON, T.M. Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 68, n. 4, p. 829–840. 2004.

9. DAHL, P. S., HAMILTON, M. A., JERCINOVIC, M. J., TERRY, M. P., WILLIAMS M.L., FREI, R. 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 Mineralogist**, v. 90, p. 619–638. 2005.
10. FERNANDES, R. A. & CARNEIRO, M. A. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Craton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 671–678. 2000.
11. FOSTER, G., PARRISH, R.R., HORSTWOOD, M.S., CHENERY, S., PYLE, J., GIBSON, H.D. The generation of prograde P–T–t points and paths; a textural, compositional, and chronological study of metamorphic monazite. **Earth Planetary Science Letters**, 228: 125–142. 2004.
12. LUDWIG K. R. **Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel**. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, n.4, 70 p. 2003.
13. MACHADO FILHO, L., RIBEIRO, M. W., GONZALES, S. R., SCHENINI, C. A., SANTOS NETO, A., PALMEIRA, R. C. B., PIRES, J. L., TEIXEIRA, W., CASTRO, H. E. F. **Geologia das Folhas SF-23/24**, Rio de Janeiro/Vitória. Projeto RADAMBRASIL, p. 27–304. 1983.
14. MACHADO, N., NOCE, C. M., LADEIRA, E. A., BELO De OLIVEIRA, O. A. U–Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v. 104, p. 1221–1227. 1992.
15. MACHADO, N., SCHRANK, A., NOCE, C. M., GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 141, p. 259–276. 1996.
16. MONTEL, J., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C., PROVOST, A., Electron microprobe dating of monazite. **Chemical Geology**, v. 131, p. 37–53. 1996.
17. NOCE, C. M., MACHADO, N., TEIXEIRA, W. 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**, v. 28, p. 95–102. 1998.
18. NOCE, C. M., TEIXEIRA, W., QUÉMÉNEUR, J. J. G., MARTINS, V. T. S., BOLZACHINI, E. Isotope signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p. 225–239. 2000.
19. OVERSTREET, W. C. The geological occurrence of monazite. **U.S. Geological Survey Professional Papers**. v. 530, p. 327. 1967.
20. PARRISH, R. R. U–Pb dating of monazite and its applications to geological problems. **Canadian Journal of Earth Science**, v. 27, p. 1431–1450. 1990.
21. POMMIER, A., COCHERIE, A., LEGENDRE, O. **EPMA Dating User' Manual, V.1.01: Age Calculation from Electron Probe Microanalyser Measurements of U–Th–Pb**. BRGM, Orleans. 2004.
22. PYLE, J. M., SPEAR, F. S., WARK, D. A., DANIEL C. G., STORM L. C. Contributions to precision and accuracy of chemical ages of monazite. **American Mineralogist**, v. 90, p. 547–577. 2005.
23. SCHERRER, N. C., ENG, M., GNOS, E., JAKOB, V., LIECHTI, A. Monazite analysis; from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. **Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen**, v. 80, p. 93–105. 2000.
24. SUZUKI, K. & ADACHI, M.. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th–U–total Pb isochron ages of monazite, zircon, and xenotime. **Geochemical Journal**. v. 25, p. 357–376. 1991.
25. TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M. C. H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. **Precambrian Research**. v. 53, p.1–22. 1991.
26. TEIXEIRA, W., CARNEIRO, M. A., NOCE, C. M., MACHADO, N., SATO K., TAYLOR, P. N.. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 78, p. 151–164. 1996.
27. TEIXEIRA, W., SABATÉ, P., BARBOSA, J., NOCE, C. M. CARNEIRO M. A. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, Milani, Thomaz Filho & Campos (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. p. 101–137. 2000.
28. TEIXEIRA, W., ÁVILA, C. A., CORDANI, U. G., MARTINS, V. T. S., VALENÇA, J. G. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozoico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Craton São Francisco: implicações tectônicas. In: **Simpósio sobre o Craton São Francisco**, 3, Salvador. Anais... SBG, v. 1, p. 174–177. 2005.
29. VLACH, S. R. F. Th–U–Pb_T Dating by Electron Probe Microanalysis, Part I. Monazite: Analytical Procedures and Data Treatment. **Geologia USP - Série científica**, v. 10, n.1, p. 61–85. 2010.
30. WILLIAMS, I. S. Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 48, p. 557–580. 2001.
31. WILLIAMS, M. L., JERCINOVIC, M. J., TERRY, M. P. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. **Geology** v. 27, p. 1023–1026. 1999.
32. WILLIAMS, M. L., JERCINOVIC, M. J., HETHERINGTON, C. J. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. **Ann Review Earth Planetary Sciences**, v. 35, p. 137–175. 2007.
33. YARDLEY, B.W.D. **An introduction to metamorphic petrology**. New York, John Wiley and Sons. 524 p.1989.
34. ZACCHI, E. N. P., SILVA, A. M., TOLEDO, C. L. B., SOUZA FILHO, C. R. As três anomalias elípticas da porção sul do Craton São Francisco: novos alvos para a mineralização de grafita? **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n.4, p. 421–431. 2007.

*Manuscrito recebido em: 22 de Setembro de 2014
Revisado e Aceito em: 06 de maio de 2015*