

Ocorrência e Variabilidade de Composição dos Fosfatos do Grupo da Monazita em Carbonatitos

MARIA CRISTINA MOTTA DE TOLEDO¹ & VITOR PAULO PEREIRA²

¹ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP, CEP 05508-080

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Caixa Postal 15001, Porto Alegre, RS, Brasil, CEP 91501-970

(Recebido em 06/03. Aceito para publicação em 09/03)

Abstract - Monazite structural group includes arsenates, phosphates, and silicates, with general formulae $A B O_4$, ($A = Bi, Ca, \text{Rare Earth Elements}, Th, U$ and $B = As^{5+}, P^{5+}, Si^{4+}$). Among them, the phosphate monazite is the most abundant independent Rare Earth Element mineral, occurring in several geological sites. It presents a variable composition and morphology and has strong chemical and physical stability. This paper presents a review about this mineral, particularly for monazite associated with carbonatite complexes. Detailed study of the composition of monazite will improve geochemical and petrological interpretations. In the economic field, monazite is, with bastnaesite, an ore mineral present in the main deposits in the world; its morphological and composition characteristics have influence in ore quality and in efficiency of concentration processes. Since the seventies, its importance reaches the environmental field and his highly stable structure has been investigated as model for a synthetic phase to long-term storage of radionuclides from nuclear waste. The most important monazite ore deposits in Brazil are alluvional. Monazite occurs also in other materials, mainly in carbonatites and their weathering products, which may constitute important source of REE. In these rocks, because its high stability and possibility of weathering genesis, monazite is the most important among the phosphate minerals. However, researches about monazite associated with Brazilian carbonatitic materials have shown mainly unfavourable morphological characteristics for economic profit.

Keywords - monazite, rare earth elements, carbonatites.

INTRODUÇÃO

Mais de 200 espécies independentes de minerais de elementos terras raras foram já descritas, (Miyawaki & Nakai, 1996 e Wall & Mariano, 1996). Dentre elas, a monazita ocupa lugar de destaque, sendo um dos minerais mais abundantes. Foi nomeada por Breithaupt (1829, *apud* Overstreet, 1967), tendo sido descoberta nas Montanhas Ilmen (Rússia).

O grupo estrutural da monazita consiste de arsenatos, fosfatos e silicatos monoclinicos de fórmula geral ABO_4 , onde $A = Bi, Ca, Ce, La, Nd, Th$ e U e $B = As^{5+}, P^{5+}$ ou Si^{4+} (Fleischer *et al.*, 1990). As composições químicas observadas na literatura mostram ainda outras substituições possíveis. Ainda segundo aqueles autores, os minerais deste grupo são:

Brabantita	Ca Th (PO ₄) ₂
Cheralita	(Ca, Ce, Th) (P, Si) O ₄
Gasparita-(Ce)	(Ce, La, Nd) As O ₄
Huttonita	Th Si O ₄
Monazita-(Ce)	(Ce, La, Nd, Th) (P, Si) O ₄
Monazita-(La)	(La, Ce, Nd) PO ₄
Monazita-(Sm)	(Sm, Gd, Ce, Th, Ca) PO ₄
Monazita-(Nd)	(Nd, La, Ce) PO ₄
Rooseveltita	Bi As O ₄

A monazita é um mineral importante para as interpretações petrológicas e geoquímicas. No campo econômico, ao lado da bastnaesita, é mineral de minério dos principais depósitos de ETR no mundo, e destaca-se também no âmbito dos estudos ambientais, pois sua estrutura e estabilidade têm sido muito investigadas na tentativa de desenvolver um modelo sintético para a imobilização a longo prazo de lixo radioativo.

Nesta revisão, será dada especial ênfase à monazita associada a maciços carbonatíticos.

A monazita é um mineral biaxial positivo, com relevo alto e birrefringência forte; pode ser incolor ou apresentar cor normalmente amarela, podendo atingir tons verdes, castanhos, avermelhados ou acinzentados; suas cores de pleocroísmo variam de incolor a amarelo ou verde. Os cristais são normalmente tabulares, suas faces podem ser estriadas; outros hábitos menos regulares são ainda possíveis, como globular, maciço granular e terroso. A presença de geminação é comum. Segundo Overstreet (1967), a comparação entre os cristais de monazita ilustrados por Goldschmidt (1920, *apud* Overstreet, 1967) e seu modo de ocorrência sugerem que formas cristalinas simples são comuns entre grãos e veios de baixa temperatura, enquanto formas complexas são mais co-

muns em monazita de pegmatitos; por outro lado, monazita de gnaisses e xistos geralmente carece de formas cristalinas e é globular. A literatura mais recente mostra muitos casos de hábito nodular em ocorrências de origem sedimentar.

Levinson (1966) e Bayliss & Levinson (1988) propuseram um sistema de nomenclatura dos minerais de terras raras, definindo que as espécies de monazita seriam denominadas apondo o elemento terra rara predominante após o termo monazita, entre parênteses, como monazita-(La), monazita-(Ce) etc.

CRISTALOQUÍMICA

A monazita cristaliza no sistema monoclinico, grupo espacial $P2_1/n$; seu arranjo geométrico é baseado em cadeias de tetraedros de PO_4 e poliedros de TRO_9 , em que os cátions trivalentes de ETR estão coordenados por nove átomos de oxigênio, num arranjo algo irregular. Os poliedros assim delimitados compartilham vértices, formando cadeias ao longo da direção b ; estas cadeias estão ligadas na

direção c por tetraedros (PO_4^{3-}) que compartilham vértices com os poliedros das cadeias adjacentes, formando uma camada paralela ao plano (100). Estas camadas estão empilhadas na direção a , compartilhando os vértices entre os poliedros $ETRO_9$, para formar cadeias em ziguezague na direção [101] (Huminicki & Hawthorne, 2002). A estrutura da monazita incorpora preferencialmente os ETR leves, maiores, em comparação ao xenotímio, cuja estrutura tem preferência pelos ETR mais pesados, menores (Ni *et al.*, 1995) (Fig. 1).

Os estudos de síntese contribuem para a compreensão do comportamento dos parâmetros de cela unitária decorrente das substituições catiônicas. Segundo Montel *et al.* (1989), a síntese de monazita foi registrada em primeiro lugar por Radominsky, em 1875. Desde então, vários métodos têm sido utilizados para sintetizar várias composições dentro da série de solução sólida da monazita. Estes estudos têm sido realizados principalmente com objetivos petrológicos e aplicados à questão da disposição de resíduos nucleares.

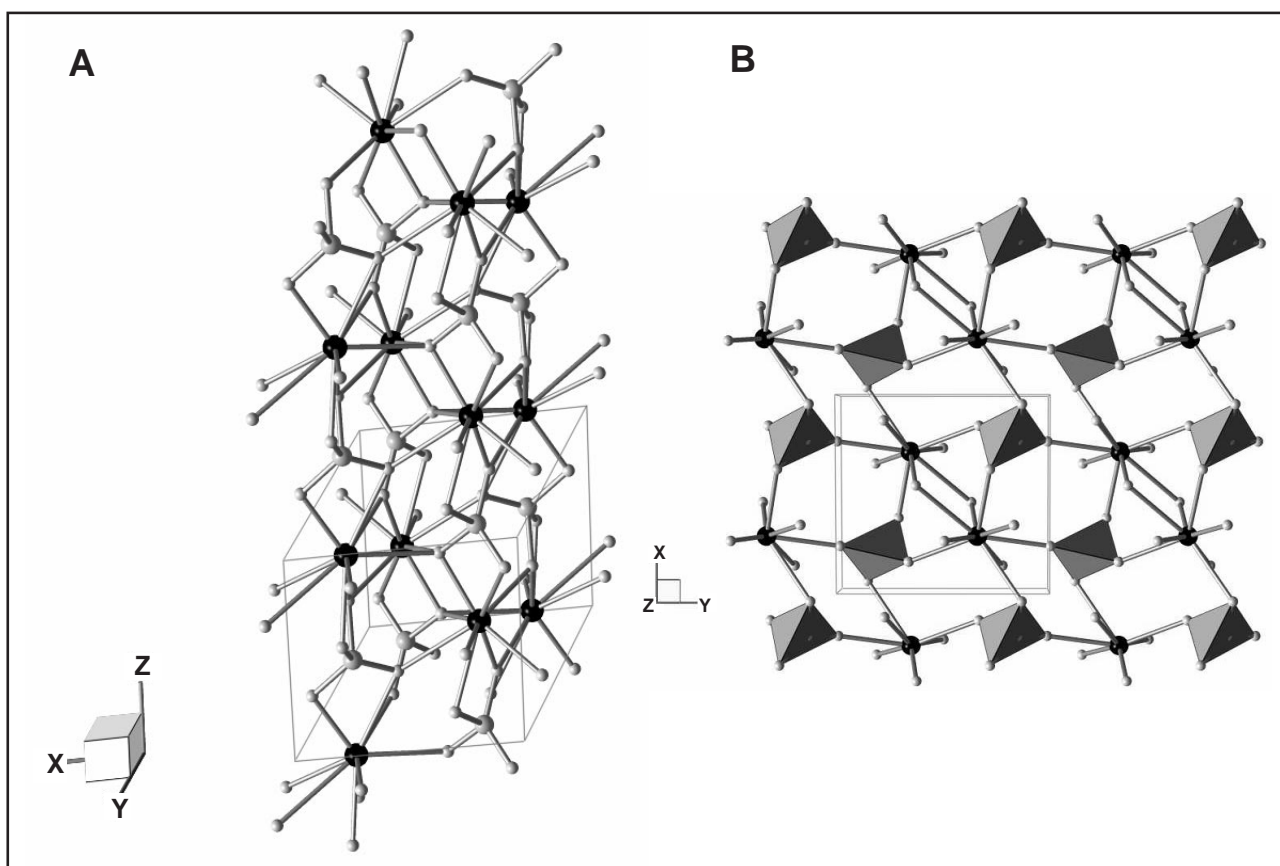


Figura 1 - Diagrama da estrutura da monazita-(Ce), conforme Ni *et al.* (1995). (a) plano da visão perpendicular ao eixo c da rede cristalina. Esferas pretas maiores representam átomos de Ce, brancas de tamanho médio átomos de P e brancas menores átomos de O. Construído por Ferrari (2003), utilizando o programa Balls & Sticks v. 1.47, criado por Kang, S.J. & Osawa, T.C. (2003). (b) diagrama de apenas uma camada da estrutura da monazita plano da visão paralela ao eixo c . Tetraedros representam grupamentos de PO_4 , esferas pretas maiores representam átomos de Ce e brancas menores átomos de O.

McCarthy *et al.* (1978), em estudo sobre a possível imobilização de resíduos nucleares em minerais estáveis como a monazita, sintetizou sete composições de monazita, a partir de solventes de extração aplicados ao reprocessamento de combustíveis nucleares com Th, com U ou com Th e U. Os sólidos obtidos foram analisados por DRX, cujos resultados foram utilizados no refinamento da estrutura e no cálculo dos parâmetros de cela unitária, visando à determinação dos efeitos das substituições catiônicas na estrutura dos fosfatos sintetizados.

Montel *et al.* (1989) sintetizaram monazita com várias composições ao longo da série de solução sólida monazítica do La até o Gd, utilizando condições de temperatura e pressões variadas. Neste experimento, baixos valores de T e de P levaram à síntese de cristais menores, sem faces cristalinas visíveis, enquanto condições de T e P maiores resultaram em cristais maiores, com características euédricas, transparentes e incolores ou coloridos. Os parâmetros de cela unitária dos produtos monocatiônicos verificados por esses autores apresentaram uma relação quase linear de diminuição dos valores de *a*, *b* e *c* e aumento do ângulo *b* com a diminuição do raio iônico do elemento terra rara formador de cada monazita sintetizada. Os autores mostraram ainda que não houve mudança estrutural do LaPO₄ até o GdPO₄. Para o produto complexo (monazita-(Ce) com Nd, La, Pr, Sm e Gd), os parâmetros foram similares àqueles da monazita natural apresentada por Deer *et al.* (1971).

Ni *et al.* (1995) refinaram a estrutura da monazita, do xenótímio e de 14 fosfatos sintéticos de ETR monocatiônicos, possibilitando estudar os efeitos das substituições simples no sítio A nos parâmetros de cela unitária. O estudo mostrou que os fosfatos sintéticos apresentaram, do La ao Gd, valores similares aos de Montel *et al.* (1989). Alguns valores de parâmetros de cela unitária apresentados na literatura consultada encontram-se na tabela 1.

Estudos de espectrometria Raman sobre amostras sintéticas e com composição conhecida foram também efetuados, com o objetivo de contribuir ao conhecimento do comportamento da estrutura da monazita em função das substituições catiônicas e ainda visando ao seu uso como fase imobilizadora de elementos radioativos.

Podor (1995) estudou os espectros Raman de monazita sintética com quantidades variáveis de Th e U, com Ca em quantidades equivalentes para o necessário balanço de cargas, onde a proporção atômica dos cátions na estrutura variou de La₁Ca₀U₀ a La₀Ca_{0,5}U_{0,5} e de La₁Ca₀Th₀ a La₀Ca_{0,5}Th_{0,5}. O autor concluiu que os espectros não são muito diferentes daquele do fosfato de La puro (LaPO₄), indi-

cando que não há mudanças significativas na estrutura da monazita com a substituição do La por Th ou U, e que a distribuição destes substituintes é aleatória. A presença dos actinídeos promove um desvio na posição dos picos decorrentes das vibrações do grupo PO₄³⁻, desvio este devido à contração do sítio ocupado pelo Ca e não à compressão do sítio aniônico. Concluiu ainda que a posição dos picos correspondentes às vibrações do grupo PO₄³⁻ é um guia útil na determinação da composição da monazita, já que foi verificado um aumento linear nas frequências de vibração com o aumento da fração molar de Th ou U na monazita-(La).

Begun *et al.* (1981) mostraram, dentro da série dos lantanídeos, que as frequências das vibrações observadas nos espectros Raman dos fosfatos de ETR aumentam linearmente com o número atômico, ou seja, com a diminuição do raio iônico do ETR (do La para o Gd).

Estudos cristalográficos da série dos fosfatos de ETR (Beall *et al.*, 1981, Mullica *et al.*, 1984, 1985a e 1985b, todos *apud* Podor, 1995 e Ni *et al.*, 1995) mostraram que o comprimento da ligação ETR - O diminui com a diminuição do raio iônico do ETR e que o grupo PO₄³⁻ não é distorcido com isto. Afirmaram ainda que o aumento nas frequências das vibrações do grupo PO₄³⁻ na série ETR PO₄ resulta da diminuição do comprimento da ligação ETR - O na cela unitária e não da compressão do tetraedro PO₄³⁻, como Begun *et al.* (1981) propuseram.

OCORRÊNCIA E COMPOSIÇÃO

A síntese bibliográfica mais ampla sobre a ocorrência deste mineral é encontrada em Overstreet (1967). Segundo este trabalho, a monazita ocorre em variados ambientes geológicos (magmáticos, metamórficos, hidrotermais e intempéricos), estando amplamente distribuída como mineral acessório em rochas metamórficas de grau alto e intermediário, derivadas de sedimentos argilosos, como xistos, gnaisses e migmatitos das fácies anfíbolito e granulito. Raramente está presente em calcários e mármore. Em rochas magmáticas, ocorre em materiais como diorito e granito a muscovita, além de pegmatitos e veios de quartzo. Entre as rochas alcalinas, é encontrada em nefelina sienitos e sienitos pegmatíticos. É abundante em carbonatitos de várias localidades e em rochas alcalinas vulcânicas e diques relacionados. Devido à sua alta estabilidade química e física, é concentrada em areias de praia e depósitos de *placer* em todo o mundo, sendo as areias de praia o ambiente dos depósitos economicamente mais importantes.

Tabela 1 - Parâmetros de cela unitária (*a*, *b*, *c* e ângulo β) e volumes correspondentes apresentados na literatura para monazita natural e compostos similares sintéticos.

Composição e procedência	Referência	a (Å)	b (Å)	c (Å)	ângulo β	Vol (Å ³)
média de 4 amostras Piona, Itália	(Fron del, 1958, apud Gramaccioli & Segalstad, 1978)	6,78	7,00	6,45	103°39'	297,47
La _{0,2} Ce _{0,23} Nd _{0,03} Pr _{0,02} Ca _{0,19} K _{0,04} Th _{0,1} PO ₄ Piona, Itália	(Gramaccioli & Segalstad 1978)	6,78	6,96	6,48	103°54'	298,83
(Sm _{0,197} Gd _{0,179} Ce _{0,148} Th _{0,125} Ca _{0,107} Nd _{0,090} La _{0,030} Y _{0,030} Pr _{0,023} Tb _{0,017} Zr _{0,017} Dy _{0,016} Pb _{0,016} U _{0,002} 0,997 (P _{0,963} Si _{0,044}) _{1,007} O ₄ Annie Claim #3, Manitoba, Canadá	(Masau <i>et al.</i> , 2002)	6,725 6,739	6,936 6,951	6,448 6,462	104,02° , 104,03°	291,8Å ³ 293,6Å ³
La _{0,29} Ce _{0,51} Nd _{0,14} Pr _{0,05} Sm _{0,01} PO ₄ carbon, Kangangunde, Malawi	(Ni <i>et al.</i> , 1995)	6,7902	7,0203	6,4674	103,38	300,05
LaPO ₄ sint.	(Ni <i>et al.</i> , 1995)	6,8313	7,0705	6,5034	103,27	305,73
CePO ₄ sint.	(Ni <i>et al.</i> , 1995)	6,7880	7,0163	6,4650	103,43	299,48
PrPO ₄ sint.	(Ni <i>et al.</i> , 1995)	6,7596	6,9812	6,4344	103,53	295,21
NdPO ₄ sint.	(Ni <i>et al.</i> , 1995)	6,7352	6,9500	6,4049	103,68	291,30
SmPO ₄ sint.	(Ni <i>et al.</i> , 1995)	6,6818	6,8877	6,3653	103,86	284,41
EuPO ₄ sint	(Ni <i>et al.</i> , 1995)	6,6613	6,8618	6,3491	103,96	281,63
GdPO ₄ sint.	(Ni <i>et al.</i> , 1995)	6,6435	6,8414	6,3281	103,976	279,10
La1 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,8944	7,0712	6,4933	103,521	307,78
La2 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,8429	7,0809	6,5002	103,289	306,53
Ce1 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,7875	7,0184	6,4633	103,507	299,38
Ce2 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,8083	7,0230	6,4617	103,505	300,42
Ce5 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,8042	7,0373	6,4679	103,532	301,11
Ce6 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,8011	7,0250	6,4726	103,493	300,72
Pr1 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,7716	6,9912	6,4372	103,603	296,20
Nd1 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,7492	6,9635	6,4079	103,713	292,57
Sm1 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,6945	6,8931	6,3569	103,897	284,75
Gd1 sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,6413	6,8471	6,3230	104,035	278,95
La-Ce sint.	(Montel <i>et al.</i> , 1989)	6,8024	7,0475	6,4768	103,340	302,12
LnPO ₄ ^a sint.	(McCarthy <i>et al.</i> , 1978)	6,697	6,896	6,379	103,88	286,00
(Ln _{0,56} Th _{0,2} U _{0,02} Ca _{0,22})PO ₄ ^b sint.	(McCarthy <i>et al.</i> , 1978)	6,746	6,953	6,446	103,91	293,50
(Ln _{0,7} Th _{0,27} U _{0,03})(P _{0,7} Si _{0,3})O ₄ ^b sint.	(McCarthy <i>et al.</i> , 1978)	6,723	6,933	6,414	103,69	290,50
(Ln _{0,8} U _{0,1} Ca _{0,1})PO ₄ ^c sint.	(McCarthy <i>et al.</i> , 1978)	6,725	6,938	6,415	103,70	290,80
(Ln _{0,6} U _{0,2} Ca _{0,2})PO ₄ ^c sint.	(McCarthy <i>et al.</i> , 1978)	6,716	6,925	6,408	103,76	289,50
LaPO ₄ sint.	(Bowie & Horne, 1953, apud Podor <i>et al.</i> , 1995)	6,790	7,040	6,470	104,40	299,00
LaPO ₄ sint.	(Pepin & Vance, 1981, apud Podor <i>et al.</i> , 1995)	6,837	7,077	6,510	103,24	306,50
LaPO ₄ sint.	(Mullica <i>et al.</i> , 1984, apud Podor <i>et al.</i> , 1995)	6,825	7,057	6,482	103,21	303,90
LaPO ₄ sint. (média 5 amostras)	(Podor <i>et al.</i> , (1995)	6,820	7,060	6,492	103,28	304,415

(continuação)

Composição e procedência	Referência	a (Å)	b (Å)	c (Å)	ângulo β	Vol (Å ³)
(La _{0,894} U _{0,053} Ca _{0,053})PO ₄ sint.	(Podor <i>et al.</i> , (1995)	6,823	7,057	6,498	103,316	304,441
(La _{0,727} U _{0,138} Ca _{0,138})PO ₄ sint.	(Podor <i>et al.</i> , (1995)	6,790	7,015	6,476	103,424	300,035
(La _{0,488} U _{0,256} Ca _{0,256})PO ₄ sint.	(Podor <i>et al.</i> , (1995)	6,734	6,497	6,430	103,603	292,388
(La _{0,206} U _{0,397} Ca _{0,397})PO ₄ sint.	(Podor <i>et al.</i> , (1995)	6,688	6,883	6,380	104,073	284,828
(U _{0,5} Ca _{0,5})PO ₄ sint.	(Podor <i>et al.</i> , (1995)	6,663	6,848	6,360	104,046	281,536
Monazita-(Ce) sint.	JCPDS 32-199	6,8004	7,0231	6,4717	103,46	300,59
Monazita-(La) sint.	JCPDS 35-731	6,84	7,07	6,45	103,85	302,84
Monazita-(Nd) Itália	JCPDS 42-1363	6,745	6,964	6,435	103,65	293,72

Composições da monazita sintética (McCarthy *et al.*, 1978)

a: Ln = 0,44Gd; 0,19Nd; 0,13Ce; 0,06La; 0,06Pr; 0,06Sm e 0,06Y

b: Ln = 0,43Nd; 0,16Pr; 0,16La; 0,14Y; 0,08Sm e 0,03Gd

c: Ln = 0,36Nd; 0,17Ce; 0,13La; 0,13Pr; 0,12Y; 0,07Sm e 0,02Gd

Sint. = Sintética

De acordo com Wall & Mariano (1996), são raras as concentrações de ETR de origem primária. Particularmente para a monazita de carbonatitos, a mineralização por alteração hidrotermal é muito mais comum.

Segundo Overstreet (1967), os elementos terras raras presentes na monazita são normalmente os elementos do grupo do Ce: do La ao Eu (elementos terras raras leves = ETRL); os elementos mais pesados, a partir do Gd, são muito menos abundantes nestes fosfatos. Monazita com predominância de Ce ou La são as mais comuns, sendo frequentemente registradas em vários ambientes e localizações geográficas. Fleischer & Altschuler (1969) mostraram que monazita de carbonatitos é ainda mais enriquecida em ETRL que aquela formada em rochas graníticas ou pegmatitos graníticos.

Segundo Mariano (1989), a menor solubilidade dos ETRL, em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) dos fluidos mineralizantes, faz com que os ETRL entrem preferencialmente na estrutura da monazita.

A monazita-(Nd) foi encontrada nos Alpes por Graeser & Schwander (1987, *apud* Mariano, 1989), em bauxitas da Grécia por Maksimov & Pinto (1980, *apud* Dunn *et al.*, 1983) e na Argentina, em carbonatitos, por Del Blanco *et al.* (1998).

Monazita-(La), -(Ce) e -(Nd) anormalmente raras em Eu foram descritas na Europa, Ásia, América do Sul e África por Lacomme & Fontan (1971), Donnot *et al.* (1973), Vaquero-Nazabal (1979), Aissaoui & Devismes (1977), Read *et al.* (1987) e

Burnotte *et al.* (1989), entre outros (Tabela 2). Todos relatam a ocorrência sedimentar detrítica ou interpretam origem sedimentar química; há uma característica típica neste modo de ocorrência, a cor cinza, com variações de tom, às vezes referida simplesmente como cor escura. Vaquero-Nazabal (1979) credita esta cor cinza e suas variações de tom à presença variável de grafite, e a cor amarela-acastanhada e suas variações à presença variável de produtos oxidados de ferro. Roseblum & Mosier (1983) creditam à monazita escura uma origem em ambiente de baixo grau metamórfico, sendo suas rocha fonte folhelhos carbonáceos ou filitos fracamente metamorfizados. A tabela 2 resume as informações mais importantes destas ocorrências de monazita rica em Eu, elemento particularmente valorizado entre os ETR.

Elementos actinídeos, principalmente o Th, podem estar presentes na monazita, cujo teor pode variar de zero, como em carbonatitos da África e em veios estaníferos na Bolívia (respectivamente Gordon, 1944 e Mining World, 1954, ambos *apud* Overstreet, 1967) a 31,5% (em um pegmatito da Índia, segundo Bowie & Horne, 1952, *apud* Overstreet, 1967). De acordo com Jaffe (1955), baixo teor em Th é característico de monazita de rochas alcalinas (2 a 3% em Th). Segundo Rose *et al.* (1958), monazita de rochas graníticas e xistos cristalinos contêm invariavelmente mais de 3% em Th. Gramaccioli & Segalstad (1978) analisaram a monazita-(Ce) do pegmatito de Piona (Itália), encontrando teores de 11% em ThO₂, 4% em CaO e

Tabela 2 - Ocorrências de monazita rica em Eu citadas por vários autores.

Referência e localização	Eu ₂ O ₃	SiO ₂	ThO ₂	Origem - ocorrência
Lacomme & Fontan (1971) - Pirineus franceses (teores do concentrado com 3,5% de monazita)	0,4% de Eu	Ni	0,03% de Th	grãos arredondados em sedimentos de corrente, provenientes de xistos ordovicianos
Donnot <i>et al.</i> , (1973) - Bretanha, França	0,5%	10%	pobre	nódulos policristalinos em xistos ordovicianos
Aissaoui & Devismes (1977) - Marrocos	0,4%	Ni	ni	nódulos em aluviões provenientes de xistos
Vaquero-Nazabal (1979) - Espanha Monazita-(Ce)	0,12% Eu	Ni	0,28% Th	nódulos em sedimentos de corrente
Read <i>et al.</i> , (1987) - Grã-Bretanha Monazita-(Ce) e monazita-(Nd)	até 1,4%	0,4 a 8,2%	até 1,3%	nódulos recristalizados por metamorfismo de baixo grau, com zonação de monazita-(Ce) e monazita-(Nd), a partir de monazita de granitos ou pegmatitos
Burnotte <i>et al.</i> , (1989) - Bélgica, monazita-(Ce)	0,4%	ni	ni	nódulos precipitados durante a diagênese e metamorfismo de baixo grau

ni = não informado

0,7% em K₂O. Manucci *et al.* (1986) e Demartin *et al.* (1991) analisaram monazita-(Ce) proveniente de fissuras e pegmatitos dos Alpes, encontrando teores em ThO₂ de zero a 20%, e concluindo que U e Th seriam mais enriquecidos nas amostras de pegmatitos do que naquelas de fissuras. Kamineni *et al.* (1991) estudaram a monazita-(Ce) do cinturão granulítico Eastern Ghats, na Índia, encontrando distintas gerações, com composições químicas diferenciadas, principalmente em termos da relação ETR/Ac e ETRL/Y. Os teores encontrados de Th e de U foram entre 2,19 a 19,82% em peso de ThO₂ e entre 0 e 0,87% em peso de UO₂; a entrada de Ca e Si foi mencionada pelo autor como acompanhando a substituição dos ETR pelos actínídeos. Emdem *et al.* (1997), estudando monazita e xenotímio provenientes de concentrados de *placers* da Austrália Ocidental, cuja área fonte seria constituída por granitos e gnaisses arqueanos, encontraram teores em ThO₂ variando de 1,2 a 21,9%.

Inclusões orientadas de monazita-(Ce) em apatita de origem metamórfica foram encontradas por Pan *et al.* (1993), no depósito aurífero de Hemlo (Canadá), com teores em ThO₂ variando de 0,07 a 1,13% em peso.

Kitajima & Gaspar (1998) apresentaram um estudo sobre a composição química de monazita do complexo alcalino miasquítico de Rio do Peixe (Tocantins). A monazita estudada provém de depósitos detríticos associados ao complexo, e é constituída por cristais euédricos a anédricos milimétricos a centimétricos, apresentando cor marrom avermelhada a cinza. Duas populações de monazita-(Ce) foram reconhecidas e caracterizadas por alto teor

em La (acompanhado de menores teores em Th - média de 0,62% em ThO₂) e por baixo teor em La (com maiores teores em Th - média de 2,1% em ThO₂). Estas diferenças composicionais foram creditadas pelos autores a um processo evolutivo por cristalização com progressivo empobrecimento em La e enriquecimento relativo nos demais ETR. Os autores reconheceram ainda uma alteração posterior da monazita, com sua substituição por allanita e fluorapatita.

Há uma relação entre o conteúdo em Th e o ambiente geológico, confirmada na revisão de Overstreet (1967): rochas graníticas seriam as mais ricas em Th, enquanto carbonatitos seriam muito pobres neste elemento. Para Mariano (1989), particularmente a monazita cristalizada como mineral primário em carbonatito é pobre em Ca e Th, sendo que os valores de TR₂O₃ se aproximam dos valores teóricos (69,73% em peso para monazita com Ce:La = 1). Contrariando esta idéia, Chakhmouradian & Mitchell (1998) analisaram monazita do carbonatito do complexo de Lesnaya Varaka (Kola, Rússia) com até 35% em ThO₂, valor ainda mais alto que o limite superior definido anteriormente por Overstreet (1967). Del Blanco *et al.* (1998) também determinaram a presença de monazita-(Nd) rica em Th (teores variando de 6 a 14% em ThO₂), em Sm (de 9,2 a 11,2% em Sm₂O₃) e em Gd (de 5,8 a 7,5% em Gd₂O₃), em diques carbonatíticos na Argentina, em posição tardia na assembléia mineral da rocha.

O U é comum em monazita, mas raramente atinge teores maiores que 0,5%. Entretanto, Gramaccioli & Segalstad (1978) analisaram monazita com até 16% em peso em UO₂. Manucci *et al.* (1986) e

Demartin *et al.* (1991) descrevem monazita dos Alpes com teores de UO_2 variando de zero a 12%, enquanto Kamineneni *et al.* (1991), ao estudarem monazita da Índia, com teores de UO_2 entre 0 a 0,87% em peso. Em monazita da Austrália, Emdem *et al.* (1997) verificaram teores de UO_2 entre 0,17 e 0,75%.

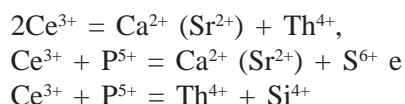
O Y pode ocorrer em teores muito baixos na monazita, sendo a razão Y/Ce sempre muito baixa. Pequenas quantidades de Ca, Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al, Zr, Mn, Be, Sn, Ti, Sr, Ta e Si já foram registradas em análises de monazita. Também pequenas quantidades de S foram detectadas em monazita dos Alpes e descritas por Demartin *et al.* (1991).

Kucha (1980), com base em análises por Microsonda Eletrônica e Difração Eletrônica, estudou a continuidade na série monazita-huttonita, em materiais da Polônia, contendo monazita, huttonita e cheralita, enfatizando os mecanismos de compensação de cargas que acompanham as substituições. Seus resultados levaram à conclusão de que a série ETR $PO_4 - Th SiO_4$ somente é contínua se for considerada a contribuição de F^- , OH^- e M^{2+} (Ca^{2+}) para a compensação de cargas necessárias.

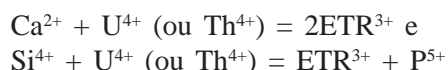
McCarthy *et al.* (1978), em seu estudo de síntese, propuseram que a entrada de Th^{4+} na monazita poderia ser eletricamente compensada pela entrada simultânea de Ca^{2+} ou pela substituição de P^{5+} por Si^{4+} . A entrada de U^{4+} seria compensada apenas pela entrada concomitante de Ca^{2+} .

Os mesmos mecanismos são sugeridos por outros autores:

Bowie & Horne (1953) e Kukharenko *et al.* (1965) (ambos *apud* Chakhmouradian & Mitchell, 1998), demonstraram a existência de Ca, Sr e Th em monazita, que seria acompanhada dos seguintes esquemas de substituição para manutenção do equilíbrio elétrico:



Podor *et al.* (1995) e Emdem *et al.* (1997) indicaram dois mecanismos principais de compensação de cargas necessária às substituições de ETR por U (ou Th) na monazita:



A monazita não apresenta reações quando aquecida até 1.000°C, sendo suas curvas de ATD sem picos; reações exotérmicas eventualmente presentes devem ser creditadas à presença de produtos

ferruginosos (Molloy, 1959). Segundo Wall & Mariano, 1996, havendo relações genéticas entre a monazita e compostos hidratados de ETR, como o rabdofânio, a possível mistura deverá apresentar reações de desidratação e poderá recristalizar durante as análises térmicas.

A presença de elementos com propriedades radioativas na monazita de diversas ocorrências tornou-a um dos minerais acessórios comumente utilizados em datações radiométricas. Nos últimos 15 anos foi desenvolvida e tem sido muito aplicada a técnica de datação de monazita com análises pontuais por microsonda eletrônica para a dosagem de U-Pb (Parrish 1990), Th-Pb (Grove & Harrison 1999) e Th-U-Pb total (Suzuki & Adachi, 1991, Montel *et al.* 1996, Cocherie *et al.* 1998, Crowley & Ghent 1999, Williams *et al.* 1999, Vlach & Gualda, 2000).

ESTABILIDADE DA MONAZITA

A estrutura da monazita tem sido apontada como fase ideal para encerrar núclídeos de longa meia-vida como ^{239}Pu e ^{237}Np , provenientes de resíduos do processamento de combustíveis nucleares em usinas de produção de energia. Esta situação deve-se às similaridades entre os elementos lantanídeos essenciais na monazita e os actinídeos presentes e potenciais substituintes dos actinídeos artificiais formados nos processos nucleares e, por outro lado, à grande estabilidade relativa verificada para este mineral em diferentes ambientes geológicos. Há exemplos nos quais monazita com 1 bilhão de anos teria resistido a ação de vários processos geológicos, como intemperismo, erosão, transporte, sedimentação, diagênese, e metamorfismo. Como exemplo pode ser citada a monazita de certas praias do Rio de Janeiro, estudadas por Leonardos Jr. (1974), que resistiram a dois processos de erosão, transporte e sedimentação.

O sucesso de experimentos de lixiviação como demonstração da conveniência da utilização de materiais sintéticos fosfáticos para imobilização de lixo de alto nível radioativo gerou considerável interesse nos últimos anos, mas ainda é necessário obter mais informações sobre a alteração da monazita para a avaliação dos riscos futuros deste procedimento. Eyal & Olander (1990) mostraram, com testes de lixiviação controlada em monazita natural, que ocorre dissolução incongruente, com liberação diferenciada de U e Th. As condições dos experimentos, no entanto, são distantes das condições naturais, inclusive com relação ao tempo.

Overstreet (1967) cita o enriquecimento relativo em monazita em perfis profundos de intemperismo, de até centenas de vezes em relação à quantidade inicial na rocha original, como feição indicativa da relativa estabilidade da monazita em relação aos outros minerais das rochas iniciais.

No entanto, a monazita não é completamente imune às modificações físico-químicas do ambiente, e há vários casos registrados de alteração deste mineral tanto no ambiente hidrotermal como intemperico. Overstreet (1967) reconheceu que, apesar de sua resistência, a monazita não é refratária ao intemperismo, citando um exemplo brasileiro não especificado, onde a monazita altera para um produto terroso com remoção de Th e outros componentes; o autor não menciona tampouco se o composto resultante continua a ser um fosfato ou não. Estudos no ambiente laterítico de Catalão I (Brasil) também apontaram feições de alteração, embora restritas, de monazita em gorceixita (Oliveira & Imbernon, 1998 e Toledo, 1999) e em provável cerianita (Toledo, 1999).

Kucha (1980) mencionou a existência de alteração hidrotermal nas bordas de grãos de monazita-huttonita, com a entrada de OH⁻ na estrutura, em rochas da Polônia. Mohamud (1997) encontrou feições de alteração pós-magmática/hidrotermal em monazita do complexo granítico de Cadalso-Casillas de Flores (Espanha), diferenciando a monazita primária da secundária pelas suas características morfológicas e texturais, e também pela composição química, sendo as fases secundárias mais ricas em Ca e, conseqüentemente, mais pobres em ETR. Segundo o autor, além da monazita secundária, a alteração da monazita primária produz apatita, allanita, florencita, fosfatos de Al-Si-Th, fosfatos de ETR-Th-Ca, silicatos de ETR-Fe e fosfatos de Th-Ca. Este autor conclui que os ETR liberados durante a alteração da monazita primária são tanto fixados *in situ* pela allanita secundária, como mobilizados de forma restrita, com posterior precipitação de monazita e allanita secundárias ou ainda complexos de ETR, sem alterar a distribuição como um todo na rocha.

Bilal *et al.* (1998) estudaram a alteração hidrotermal de monazita no distrito pegmatítico de Santa Maria de Itabira (Minas Gerais, Brasil) e descrevem a monazita primária como sendo rica em Th e apresentando alto conteúdo em solução sólida de cheralita e huttonita. Os autores descrevem uma albitização tardia, que teria afetado os pegmatitos enriquecendo a monazita-(Ce) em ETRL e empobrecendo em Th, com a concomitante cristalização de huttonita e cheralita nas microfissuras deste mineral.

Read *et al.* (2002) afirmam que a hipótese da imobilidade de ETR e Th ligada ao caráter supostamente inerte da monazita necessita ser revista. Seu trabalho mostra, em acordo com outros (Poitrasson *et al.* 1996, 2000, Cuney & Mathieu 2000, Hecht & Cuney 2000), que o intemperismo, em adição a eventos diagenéticos e hidrotermais, pode causar remobilização substancial de U, Th e ETR, sendo que a extensão e o tipo de alteração depende de vários fatores intrínsecos da rocha; em geral os estudos indicam mobilidade maior para o U, seguido dos ETR e depois do Th. Estes trabalhos indicaram que o Th, a despeito de sua relativa baixa mobilidade, é liberado na alteração da monazita, podendo ser concentrado em fases secundárias microcristalinas, o que pode ter importantes implicações na compreensão do comportamento do Pu. Quanto ao U, embora possa ser reconcentrado em produtos de alteração, é provável que quantidade substancial seja perdida do sistema, como indicado pelas altas concentrações registradas em águas subterrâneas (Glendinning 1996, *apud* Read *et al.* 2002).

A questão da vulnerabilidade da monazita à metamictização é ainda polêmica e foi discutida por Karkhanavala & Shankar (1954, *apud* Overstreet, 1967), que mostraram que monazita rica em Th pode atingir um grau relativamente alto de metamictização, enquanto Kato (1958, *apud* Overstreet, 1967) afirma ser a monazita raramente metamictica. Ewing (1977, *apud* McCarthy, 1978) considera que a monazita é aparentemente resistente à metamictização, independentemente de seu conteúdo em Th e em U. A tendência à alteração metamictica poderia ser, segundo McCarthy (1978), uma limitação ao seu uso como fase imobilizadora de elementos radioativos, por possibilitar a desestabilização. Mais recentemente, Seydoux-Guillaume *et al.* (2002), em estudo experimental sobre a resistência de monazita aos danos por irradiação e à correção natural destes danos, concluíram que, embora relativamente antiga (474 Ma) e contendo danos nanométricos por irradiação, a monazita estudada (proveniente de pegmatito da Bahia, Brasil), rica em U (1.300ppm) e Th (9.000ppm), não é metamictica, devido à capacidade natural do mineral em reparar este tipo de alteração em temperaturas relativamente baixas (100-200°C); a correção da estrutura ocorreria mais rapidamente que a própria criação dos defeitos. Isto posto, os autores especulam que uma cerâmica fabricada com a estrutura da monazita poderia imobilizar lixo radioativo e “permaneceria no estado cristalino quase para sempre”.

Apesar de algumas discordâncias na bibliografia sobre a possibilidade de usar a estrutura da monazita como fase para imobilizar lixo radioativo, Ewing & Wang (2002), em síntese bibliográfica publicada sobre fosfatos como formas imobilizadoras de lixo nuclear, afirmam que a monazita permanece uma importante alternativa entre materiais candidatos a imobilizar elementos actínídeos, bem como certos resíduos de alto nível radioativo. Isto pelas suas características de resistência química e física, incluindo resistência à radiação.

MONAZITA EM CARBONATITOS - MORFOLOGIA E COMPOSIÇÃO -

Os carbonatitos são a principal fonte de minério fosfático no Brasil e contêm, frequentemente, quantidades consideráveis de monazita, cujo aproveitamento econômico como sub-produto pode ser considerado.

Os dados na literatura sobre monazita associadas a carbonatitos no mundo mostram composições bastante variadas em relação a alguns substituintes catiônicos dos ETR (Sr e Th principalmente); a abundância relativa entre os ETR também pode variar, mas Ce é quase sempre o cátion dominante.

As composições químicas da monazita dos carbonatitos das diferentes localidades descritas a seguir são apresentadas na Tabela 3.

Nasroui (1996), em estudo sobre o carbonatito de Lueshe (Zaire), menciona a presença de monazita-(Ce) como mineral de origem hidrotermal em um dos tipos de carbonatito (beforsito), e também no perfil laterítico, como mineral herdado. Segundo este autor, a monazita do carbonatito, quando analisada ao microscópio eletrônico de varredura, ocorre como grãos aparentemente homogêneos, com dimensões de cerca de uma dezena de micrômetros e em microveios que cortam a matriz apatítica. As análises por microsonda eletrônica desta monazita (Tabela 3) registram baixos teores em Ca e Th (0,12 a 0,51% em peso em CaO e 0,05 a 0,61% em ThO₂), enquanto os teores em U e Si ficaram abaixo dos limites de detecção; os teores em SrO, BaO e Y₂O₃ são muito baixos. O autor mostra ainda teores em F que variam entre 0,45 a 0,52%, e uma relação La/Y é muito alta (1.600). A monazita residual presente no perfil lateritizado, de ocorrência rara mas em grãos aparentemente bem preservados, apresenta

composição química um pouco diferente, devido ao reequilíbrio com os fluidos supérgenos, mecanismo apontado pelo autor como responsável pela diminuição da relação La/Y normalizada aos condritos (de 9.000 na monazita hidrotermal abaixo do perfil laterítico para 20 a 100 na monazita residual). Nestes perfis, formam-se fosfatos supérgenos contendo ETR, como raddofânio e minerais do grupo da crandallita; o autor, contudo, não menciona a alteração da monazita como possível mecanismo contribuinte daquelas neoformações.

Wall & Mariano (1996) descreveram em detalhe os minerais de ETR do complexo carbonatítico de Kangangunde (Malawi); a monazita-(Ce) deste complexo ocorre associada às várias gerações carbonatíticas e às rochas com quartzo, inclusive aquelas fora da área carbonatítica. A principal ocorrência de monazita em Kangangunde, conforme observado por estes autores, aparece em aglomerados de cristais euédricos de 30 a 400mm, que representam volumes policristalinos pseudomórficos, cujos minerais precursores parecem ser a barbankita e a carbocernaíta, como ocorre nos carbonatitos de Khibina (Kola, Rússia, Zaitsev *et al.*, 1990, *apud* Wall & Mariano, 1996) e de East Sayan (Sibéria, Rússia, Zdoric, 1960, *apud* Wall & Mariano, 1996). Outra possibilidade para a origem destes pseudomorfos poderia ser a substituição de apatita, como parece acontecer no carbonatito de Mt. Weld (Lottemoser, 1990) e Bayan Obo (Le Bas *et al.*, 1992), onde existem pequenas quantidades de monazita associada às bordas de apatita. Em Araxá (Brasil, Mariano, 1979, *apud* Wall & Mariano, 1996) também foi registrada a substituição de apatita por monazita, de origem hidrotermal, abaixo da zona de intemperismo. Wall & Mariano (1996) citam ainda muitas outras ocorrências de volumes pseudomórficos de monazita, sem mencionar a possível gênese, como exemplos: Gem Park e Bear Lodge (EUA) e Wizu Hill (Tanzânia).

Wall & Mariano (1996) encontraram ainda uma fase hidratada, denominada “fosfato de ETR”, não classificada, mas com composição aproximada que possui 25% P₂O₅ e 50% TR₂O₃, enriquecida em ETR intermediários. A monazita de Kangangunde analisada por Wall & Mariano (1996) apresenta zoneamento químico nos cristais; em geral o teor em Th é baixo, Sr ocorre em pequenas e variáveis quantidades, e a relação ETRL/ETRP é alta como normalmente acontece na monazita de carbonatitos.

Tabela 3 - Composição química de monazita associada a carbonatitos de várias partes do mundo, em % em peso dos óxidos, segundo: **A** - Wall & Mariano (1996), Kangangunde; 1 a 5: monazita de carbonatito; 6 a 10: monazita de rochas com quartzo; 11 a 13: monazita de beforsito com apatita, **B** - Nasroui (1997), Lueshe, Congo, **C** - Oliveira & Imbernon (1998), Catalão I, Brasil, **D** - Del Blanco *et al.*, (1998), Sierra de Cobres, Argentina, **E** - Lottermoser (1990), Mt, Weld, Austrália, **F** - Chakhmouradian & Mitchell (1998), Lesnaya Varaka, Kola, Rússia, **G** - Baradar *et al.*, (2001), Cape Smith Belt, Quebec, Canadá, **H** - Onuonga & Bowden (2000), Buru, Kenya, **I** - Bulakh *et al.*, (2000), Kandaguba (a, média, n=13) e Vuoriyarvi (b, média, n=33), Kola, Rússia e **I** - Toledo *et al.* (2003), Catalão I, Brasil (a, média em carbonatito e b, média em silexito).

A														B				
% peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	11	13	16	23	3
CaO	0,41	0,44	0,46	0,21	na	na	0,15	0,19	0,18	0,15	0,44	4,08	0,17	0,27	0,12	0,51	0,5	0,13
SrO	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0,01	0	0,03	0,05	0,02
La ₂ O ₃	22,42	18,5	20,63	23,11	26,7	18,58	21,21	15,88	19,99	15,34	17,06	24,76	16,16	21,84	19,54	20,9	21,51	22,81
Ce ₂ O ₃	34,6	33,97	35,45	36,13	34,29	35,61	33,76	34,63	35,91	36,39	36,88	31,94	40,71	32,44	33,55	32,65	32,36	31,88
Pr ₂ O ₃	2,16	2,95	2,12	2,64	2,05	3,24	2,7	3,55	3,33	3,61	2,49	1,16	3,24	na	na	na	na	na
Nd ₂ O ₃	7,62	9,15	7,79	7,78	5,49	9,12	7,8	11,5	9,69	12,23	9,72	4,92	9,03	9,05	10,6	9,29	9,04	8,43
Sm ₂ O ₃	na	na	na	0,48	0,27	0,5	0,76	1,3	0,66	1,16	na	na	0,79	0,46	0,64	0,63	0,52	0,46
Eu ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Gd ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	0,28	0,46	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Y ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	0,18	0,08	0,09	na	na	0,08	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
ThO ₂	na	na	na	na	na	na	0,05	0,29	na	0,21	na	na	na	0,34	0,05	0,21	0,35	0,61
P ₂ O ₅	30,47	31,68	30,65	29,01	30,25	30,3	29,52	29,63	30,25	30,17	31,12	30,79	28,92	28,98	29	28,35	28,32	28,95
SiO ₂	na	na	na	0,11	na	na	0,18	0,17	0,14	0,23	na	na	0,15	na	na	na	na	na
Fe ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0,01	0	0	0	na
Nb ₂ O ₅	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Al ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
BaO	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0	0,1	0	0,05	0,06
UO ₂	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0	0	0	0	0
F	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0,51	0,52	0,45	0,51	0,47
SO ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Total	97,68	96,69	97,1	99,47	99,05	97,35	96,41	97,78	100,23	99,58	97,71	97,65	99,25	93,92	94,14	93,04	93,22	93,83
TR ₂ O ₃	66,8	64,57	65,99	70,14	68,8	67,05	66,51	67,5	69,66	68,82	66,15	62,78	70,01	63,8	64,35	63,49	63,44	63,59

% peso	C						D						E					
	1	1	2	3	4	5	6	232	243	245	248	249	252	253	254	255	270	271
CaO	na	0,63	0,91	0,91	0,31	0,37	0,39	0,31	0,4	5,97	2,31	4,37	2,7	4,05	0,2	3,36	1,96	4,73
SrO	na	2,17	3,14	1,71	0,61	1,3	0,92	na	0,45	0,46	na	na	na	na	na	na	na	na
La ₂ O ₃	21,7	4,13	4,09	4,3	4,64	4,5	5,13	12,69	13,98	10,55	16,96	18,56	12,66	11,12	15,16	20,59	17,23	23,33
Ce ₂ O ₃	22,53	13,11	12,29	13,23	14,77	13,98	15,11	34,36	32,93	24,06	36,9	18,75	39,41	34,32	31,41	16,53	20,87	9,17
Pr ₂ O ₃	1,98	2,48	2,14	2,28	2,74	2,48	2,62	4,04	4,1	3,51	3,29	3,87	3,07	2,87	3,15	4,46	4,16	4,18
Nd ₂ O ₃	na	17,78	15,29	15,84	19,33	17,66	17,9	13,98	12,19	12,93	10,2	14,67	9,68	10,99	13,08	17,41	15,37	15,84
Sm ₂ O ₃	0,26	10,81	9,56	9,29	11,2	10,31	10,53	1,66	1,85	1,6	1,19	1,64	1,008	1,75	2,08	2,7	2,3	2,28
Eu ₂ O ₃	0,032	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na

(continuação)

	C							D												E																
Gd ₂ O ₃	0,192	6,92	6,18	5,77	7,02	7,54	6,97	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na				
Y ₂ O ₃	0,218	0,49	0,55	0,48	0,46	0,58	0,53	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na			
ThO ₂	na	11,26	14,04	12,59	6,24	7,6	6,84	na	na	na	0,03	0,01	na	na	1,12	0,1	0,3	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na			
P ₂ O ₅	na	29,06	29,68	27,88	28,75	29,12	29,57	29,66	29,61	25,51	18,7	25,77	18,48	22,67	30,13	24,19	28,28	27,47	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na		
SiO ₂	na	1,04	0,79	4,16	1,52	1,31	1,91	na	na	na	0,04	0,11	0,27	0,27	0,12	0,06	0,1	0,09	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na		
Fe ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	1,17	1,02	2,95	0,54	1,07	0,81	0,49	na	0,25	0,2	0,33	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na		
Nb ₂ O ₅	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0,21	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	
Al ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	0,49	0,06	0,06	0,09	0,02	0,06	0,09	na	0,01	0,03	0,04	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	
BaO	na	na	na	na	na	na	na	na	0,06	0,28	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	
UO ₂	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0,11	0,29	0,14	0,14	0,18	0,27	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	
F	na	na	na	na	na	na	na	1,26	1,2	1,21	1,65	1,25	1,33	1,16	1,53	1,13	1,16	0,79	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	
SO ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	0,03	0,39	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Yb ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Total	46,91	99,88	98,66	98,44	97,59	96,75	98,42	99,62	97,88	89,69	92,01	90,38	89,618	89,92	98,16	91,06	91,96	88,25	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	
TR ₂ O ₃	46,91	55,72	50,1	51,19	60,16	57,05	58,79	66,73	65,05	52,65	68,54	57,49	65,83	61,05	64,88	61,69	59,93	54,8	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na

% peso	F				G			H	I		J	
	1	2	3	4	1	2	3		a	b	a	b
CaO	0,92	1,55	4,00	2,81	0,19	0,30	0,14	2,64	1,23	3,00	1,81	2,14
SrO	5,17	6,03	7,54	8,33	<0,11	<0,11	<0,11	na	2,66	4,36	3,35	3,85
La ₂ O ₃	15,14	10,80	0,46	0,62	23,18	12,74	31,19	15,51	17,94	11,17	15,14	20,49
Ce ₂ O ₃	29,18	25,08	22,33	14,78	31,16	37,35	32,18	23,76	31,18	25,08	29,00	25,03
Pr ₂ O ₃	3,85	4,64	3,29	2,96	2,41	4,49	2,17	3,37	4,10	4,11	2,79	1,5
Nd ₂ O ₃	8,77	9,02	5,16	5,50	5,37	11,61	3,59	10,73	10,41	11,68	9,17	4,39
Sm ₂ O ₃	na	na	na	na	0,21	0,81	0,00	0,96	na	2,22	0,57	0,12
Eu ₂ O ₃	na	na	na	na	0,00	na	na	na	na	na	nd	nd
Gd ₂ O ₃	na	na	na	na	0,00	na	na	na	na	na	0,21	0,08
Y ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	0,85	<ld	0,22	0,01	0
ThO ₂	9,74	14,96	26,53	34,94	0,00	2,12	0,11	1,15	1,62	2,20	0,23	0,03
P ₂ O ₅	29,00	28,38	29,58	29,06	30,38	30,58	30,63	26,19	30,36	26,32	26,57	26,21
SiO ₂	na	na	na	na	0,28	na	na	na	0,07	0,43	0,33	0,05
Fe ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	0,51	2,43	0,09	0,03
Nb ₂ O ₅	na	na	na	na	<0,09	<0,09	<0,09	na	na	na	nd	nd
Al ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	0,11	0,11	0,01	0,02
BaO	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0,93	1,93
UO ₂	na	na	na	na	<0,01	<0,01	<0,01	0,80	na	na	0,05	0,05
F	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	nd	nd
SO ₃	na	na	na	na	na	na	na	na	0,12	1,05	nd	nd
Yb ₂ O ₃	na	na	na	na	na	na	na	0,17	na	na	nd	nd
Total	101,77	100,46	98,89	99,00	93,75	100	100	87,68	100,15	94,38	90,26	85,92
TR ₂ O ₃	56,94	49,54	31,24	23,86	62,33	67,00	69,13	54,33	63,63	54,26	56,87	51,61

na = não analisado ou não informado, nd = não detectado; na = não analisado; nd = não determinado; ld = limite de detecção

Del Blanco *et al.* (1998) estudaram a composição da monazita de diques carbonatíticos da Sierra de Cobras, na Argentina. Foi definida uma distribuição incomum de ETR, com quantidades relativamente altas de Nd, Sm e Gd, além de teores também altos de Th (6 a 14% em ThO₂) e Sr (0,6 a 3,1% em SrO). Ca e Si variam entre 0,3 e 0,9 para CaO e 0,8 a 4,1 para SiO₂. Os autores observaram que o aumento em Th é acompanhado por aumento em Sr e Ca e diminuição nos ETR, sem haver correspondente aumento em Si; assim, parece que a entrada de cátions bivalentes seria o único mecanismo de compensação de cargas neste caso. Os autores citam ainda que não há alteração metamórfica apesar do conteúdo em Th; supõem que algumas análises pontuais de monazita possam representar na verdade mistura com huttonita, mineral identificado na paragénese.

Deans & McConnell (1955, *apud* Wall & Mariano, 1996) descreveram a presença de monazita verde portadora de Sr em rochas silicificadas de Nkombwa Hill (Rodésia). A presença de monazita verde, associada com barita e quartzo, também foi descrita no carbonatito de Katete (Zimbabwe) por Lee (1954, *apud* Wall & Mariano, 1996).

Chakhmouradian & Mitchell (1998) descreveram a monazita do complexo de Lesnaya Varaka (Kola, Rússia), que ocorre grãos irregulares, de até 20mm, em fraturas de agregados intercrescidos complexos de outros minerais (lueshita e pirocloro). Estes grãos podem ser zonados ou não e mostram uma grande variabilidade composicional intergranular; além dos ETR, entre os quais domina o Ce, este mineral contém quantidades significativas de Ca, Sr e Th. A monazita enriquecida em Th é empobrecida em La; os autores sugerem que a incorporação de Th cause contração na cela e torne o sítio catiônico inadequado ao La, de raio maior entre os lantanídeos. O fato de que o pirocloro secundário de Lesnaya Varaka não exiba o esperado enriquecimento em ETRL foi considerado sugestivo, por aqueles autores, de que a maior parte dos ETRL liberados pela apatita e pelos minerais iniciais de Nb tenha sido precipitada na forma de fosfatos; assim, a monazita-(Ce) deste complexo seria em parte supérgena. Os mesmos autores concluem que a monazita secundária tem alta capacidade de reter actínídeos em sua estrutura, o que tem implicação direta nos problemas de conservação de lixo radioativo. Afirmam ainda que, em combinação com os dados experimentais de Podor & Cuney (1997), a

monazita dopada com Th é estável em um amplo espectro de condições geológicas.

Outras ocorrências de monazita-(Ce) ricas em Ca e Th, verificadas na literatura de carbonatitos, são também da península de Kola (Rússia). Uma delas é no complexo Vuorijarvi, cuja monazita tem 4,6% de CaO e 5,8% de ThO₂ e possui S e Si, sendo empobrecida em Sr, o que a distingue da monazita-(Ce) de Lesnaya Varaka (Kukharensko *et al.* (1965, *apud* Chakhmouradian & Mitchell, 1998). Outro caso ocorre nos complexos de Kandaguba e de Vuorijarvi, onde Bulakh *et al.* (2000) verificaram a presença de até 4,36% de SrO e até 5,77% de ThO₂ (Tabela 3). Mencionam ainda a presença “monazita hidratada”, de acordo com as observações de Lottermoser (1990) e Kukharensko *et al.* (1965, *apud* Chakhmouradian & Mitchell, 1998) o que, junto com a porosidade, interfere nos fechamentos das análises por microsonda eletrônica.

Várias ocorrências de monazita associadas a carbonatitos têm apresentado teores não negligenciáveis em Sr; além das ocorrências de Kola, podem ser citadas as da Argentina (Del Blanco *et al.*, 1998), do Zâmbia (Wall & Mariano, 1996), dos EUA (Woolley *et al.*, 1991 *apud* Wall & Mariano, 1996) e da Turquia (Hatzl, 1992 *apud* Wall & Mariano, 1996).

No Brasil, têm sido recentemente estudada a monazita do complexo alcalino-carbonatítico de Catalão I (GO) e, em menor escala, de Araxá (MG). Morteani & Preinfalk (1986) descrevem a monazita destes complexos como ocorrendo na forma de agregados concêntricos, cuja periferia pode ser constituída por óxidos de ETR (cerianita). Estes autores atribuem uma origem intempéfrica aos “silcretos” que contém a monazita.

Oliveira & Imbernon (1998) analisaram o perfil de alteração do complexo carbonatítico de Catalão I, tendo encontrado, para a monazita associada às rochas silicificadas (constituídas por quartzo, barita e monazita), teores em La e Ce quase equivalentes, mas predominando o Ce (Tabela 3).

Toledo (1999), em caracterização micromorfológica e cristaloquímica da monazita associadas ao mesmo maciço de Catalão I, encontrou composições singulares para a monazita associada ao carbonatito e ao silixito, no que diz respeito aos teores significativos em Ca, Sr e Ba, o que não é raro para os dois primeiros elementos, mas é incomum para o último. Th, Y e U são praticamente ausentes. Quanto à morfologia, a monazita ocorre basicamente em mas-

sas criptocristalinas descontínuas, com alta porosidade, podendo ser globulares ou assumir uma geometria indicativa de formação por pseudomorfose de apatita ou ainda de carbonatos.

Traversa *et al.* (2001), em estudo sobre a petrografia e química mineral das rochas do maciço carbonatítico de Araxá (Brasil), mencionam que a monazita contém altos teores em SrO e BaO, sem, no entanto, indicar os valores encontrados; afirmam ainda que esta monazita chega a conter 4,8% em ThO₂.

MONAZITA FORMADA EM AMBIENTES HIPÓGENO E SUPÉRGENO

A monazita cristaliza também no ambiente supérgeno, onde ocorre mais comumente como agregados policristalinos achatados, em crostas ou em esferulitos. Rose *et al.* (1958) encontraram recobrimentos de monazita supérgena, terrosa, em afloramento de carbonatito no Arkansas (EUA), que foi considerada como produto do intemperismo de apatita enriquecida em ETR de veios de apatita-pirita em carbonatito.

Segundo Mariano (1989), a forte afinidade dos ETR com o ânion fosfato é especialmente evidenciada na paragênese de minerais com ETR nas lateritas e formações hidrotermais em carbonatitos, onde os minerais de ETR dominantes são usualmente fosfatos (monazita, rabdofânio e espécies com ETR da série da crandallita). Os minerais do tipo bastnäsite são tipicamente encontrados em sistemas hidrotermais e são relativamente empobrecidos em PO₄³⁻.

Lottermoser (1990) descreveu a monazita originada em um perfil laterítico sobre o carbonatito de Mt. Weld (Austrália), tendo encontrado composição muito pobre em SrO e ThO₂ e em algumas análises enriquecida em CaO (até 4,7%).

De acordo com Mariano (1989), monazita hidrotermal e supérgena são componentes importantes em alguns complexos carbonatíticos submetidos a intemperismo laterítico profundo como Araxá e Catalão I (Brasil) e Mt. Weld (Austrália). O autor interpreta que a formação de monazita em carbonatitos intemperizados é devida principalmente à recombinação dos ETR e PO₄³⁻ liberados da calcita, dolomita e apatita durante o intemperismo. Ainda segundo este autor e Lottermoser (1988 e 1990), há boas evidências de que, em estágios precoces de cristalização da monazita, uma fase hexagonal ETR PO₄.nH₂O seja produzida, e que sua desidratação tenha causado a conversão para a

monazita monoclinica com hábito hexagonal pseudomórfico em Mt. Weld.

A monazita supérgena mostra, quase invariavelmente, segundo Mariano (1989), empobrecimento em Ce em relação à monazita de origem endógena, devido à oxidação do Ce³⁺ em Ce⁴⁺. Este mecanismo poderia ser responsável pela formação da cerianita verificada em Araxá por este mesmo autor e por Neumann (1999) e Toledo (1999) em Catalão I.

Morteani & Preinfalk (1986) também advogam uma origem supérgena para a monazita do “silcrete” de Catalão I, embora a questão não esteja ainda resolvida. A morfologia globular-botrioidal em meio fissural, que poderia sugerir esta hipótese, foi encontrada por Toledo (1999) também em rochas bastante profundas (perto de 200m de profundidade) e em meios aparentemente bastante fechados, tanto nos materiais carbonatíticos como nos “silexitos”.

A origem hidrotermal da concentração em monazita no “silexito” do Córrego do Garimpo em Catalão I foi defendida por Neumann *et al.* (1994), baseado na estreita associação entre a pirrotita e a monazita. Oliveira & Imbernon (1998), no entanto, consideraram que, como nunca foram encontradas em rochas completamente sãs, estas concentrações poderiam ser fruto de alteração intempérica, sem descartar, porém, a origem hipógena, que poderia ter concentrado ETR antes da ação do intemperismo, mencionando que estudos isotópicos seriam necessários para o esclarecimento desta questão. A origem intempérica foi apontada por outros autores para monazita de outros locais (Rose *et al.*, 1958, Mitchell *et al.*, 1976, *apud* Lottermoser *et al.*, 1990, Roseblum & Mosier, 1983, Lottermoser *et al.*, 1990), onde descrevem a precipitação concomitante de quartzo, barita e monazita, em condições especiais de Eh e pH.

CONCLUSÕES

A monazita ocorre em diversos ambientes geológicos, com grande variação de morfologia e composição química. No Brasil, os depósitos mais importantes de monazita para aproveitamento econômico são do tipo plácer aluvionar marinho. Por outro lado, a presença de monazita nos carbonatitos e seus produtos de alteração laterítica tem sido reconhecida como importante, tendo Mariano (1989) afirmado que este tipo de material pode constituir a maior fonte de ETR no mundo. No entanto, as pesquisas sobre materiais associados aos carbonatitos

têm indicado principalmente características morfológicas desfavoráveis ao seu aproveitamento.

A origem hidrotermal da concentração em monazita no “silexito” do Córrego do Garimpo predominam os do grupo do Ce. Os ETR são substituídos principalmente por Sr e Th, porém a presença de U é comum, assim como de pequenas quantidades de Y, Ca, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al, Zr, Mn, Be, Sn, Ti, Sr, Ta e Si.

Diferentes mecanismos de substituição foram propostos para explicar as diferenças nas composições químicas da monazita, especialmente aqueles que se relacionam com a presença de U e Th, devido a capacidade de reter actínídeos em sua estrutura, o que tem implicação no problema de armazenamento de lixo radioativo. A estrutura da monazita tem sido apontada como fase ideal para encerrar núclídeos de longa meia-vida, como ²³⁹Pu e ²³⁷Np, provenientes de resíduos do processamento de combustíveis nucleares em usinas de produção de energia. Para conhecer a estabilidade da monazita foram realizados experimentos de síntese e de seu comportamento em diferentes ambientes geológicos.

Estudos cristalquímicos em monazita sintética e proveniente de diferentes ambientes geológicos permitiram verificar algumas regularidades entre as variações nas proporções dos diferentes elementos químicos, especialmente dos ETR, e as de algumas propriedades físicas, como os parâmetros cristalográficos, as distâncias entre átomos e as distorções na rede cristalina. Estas variações foram registradas por diferentes técnicas analíticas, especialmente nas frequências das vibrações dos espectros Raman.

Assim, a fabricação de cerâmicas com estrutura monazítica para imobilização de lixo radioativo, o contraste entre as conclusões sobre a estabilidade da estrutura e, conseqüentemente, sobre a conveniência deste procedimento, dependem de estudos cristalquímicos em materiais sintéticos e naturais, sendo ainda um campo aberto para a pesquisa.

Agradecimentos - Os autores agradecem à Universidade Paul Sabatier (Toulouse, França), pela aquisição de muitas das referências bibliográficas citadas. Pelo apoio às pesquisas sobre fosfatos em carbonatitos, agradecem à FAPESP (processos 95/6685-5 e 96/7868-9), ao convênio CAPES-COFECUB (processos 169/95 e 309/00/02) e ao CNPq (processo 303796/86), bem como à Dra. Viviane Carillo Ferrari pela construção do modelo cristalquímico da monazita (Fig. 1).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aissaoui, M. & Devismes, P. 1977. Monazite grise à europium de la région d'Oulmès (Maroc Central). **Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc**, **38**(268):237-239.
- Baradar, W.R.A.; Mader, U. & Lecheminant, G.M. 2001. Paleoproterozoic carbonatitic ultrabasic volcanic rocks (meimechites?) of Cape Smith Belt, Quebec. **Canadian Journal of Earth Sciences**, **38**:1313-1334.
- Bayliss, P. & Levinson, A.A. 1988. A system of nomenclature for rare-earth mineral species: revision and extension. **American Mineralogist**, **73**:422-423.
- Begun, G.M.; Beall, G.W.; Boatner, L. A. & Gregor, W.J. 1981. Raman spectra of the rare earth orthophosphates. **Journal of Raman Spectroscopy**, **11**(4): 273-278.
- Bilal, E.; Marciano, V.; Neves, J.M.C.; Fuzikawa, K.; Riffel, B.F.; Nalini, H.A.; Fernandes, M.L. & Nasroui, M. 1998. Altération hydrothermale des monazites-(Ce) des pegmatites du district de Santa Maria de Itabira (Minas Gerais, Brésil). C.R. **Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes**, **326**:693-700.
- Bulakh, A.G.; Nesterov, A.R.; Zaitsev, A.N.; Pilipiuk, A.N.; Wall, A.F. & Kirillov, A.S. 2000. Sulfur-containing monazite-(Ce) from late-stage mineral assemblages at the Kandaguba and Vuoriyarvi carbonatite complexes, Kola peninsula, Russia. **Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte**, **5**:217-233.
- Burnotte, E.; Pirard, E. & Michel, G. 1989. Genesis of gray monazites: evidence from the Paleozoic of Belgium. **Economic Geology**, **84**: 1417-1429.
- Chakhmouradian, A.R. & Mitchell, R.H. 1998. Lueshite, pyrochlore and monazite-(Ce) from apatite-dolomite carbonatite, Lesnaya Varaka complex, Kola Peninsula, Russia. **Mineralogical Magazine**, **62**:769-782.
- Cocherie, A.; Legendre, O.; Peucat, J.J. & Kouamelan, A. 1998. Geochronology of polygenic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: implications for Pb behavior in monazite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **62**:2475-2497.
- Crowley, J.L. & Ghent, E.D. 1999. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. **Chemical Geology**, **157**:285-302.
- Cuney, M. & Mathieu, R. 2000. Extreme light rare-earth element mobilization by diagenetic fluids in the geological environment of the Oklo natural reactor zones, Franceville basin, Gabon. **Geology**, **28**:743-746.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. 1971. **Rock-forming minerals**. London, Longman, 371p.
- Del Blanco, M.; Costas Ulbrich, M.; Echeveste, H. & Vlach, S.R.F. 1998. Las monacitas-(Nd) con samario de los diques carbonatíticos del sector nororiental de la Sierra de Cobres, Salta, Argentina. In: REUNION DE MINERALOGIA Y METALOGENIA, 4, 1998, Bahia Blanca, Argentina. **Anales... Bahia Blanca**, p.63-69.
- Demartin, F.; Pilati, T.; Diella, V.; Donzelli, S. & Gramaccioli, C.M. 1991. Alpine monazite: further data. **The Canadian Mineralogist**, **29**: 61-67.
- Donnot, M.; Guigues, J.; Lulzac, Y.; Magnien, A.; Parfenoff, & Picot, P. 1973. Un nouveau type de gisement d'europium: la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paléozoïques de Bretagne. **Mineralium Deposita**, **8**:7-18.
- Dunn, P.J.; Cabri, A.; Clark & Fleischer, M. 1983. New mineral names: monazite-(Nd). **American Mineralogist**, **68**:849.
- Emdem, B.V.; Thornber, M.R.; Graham, J. & Lincoln, F.J. 1997. The incorporation of actinides in monazite and xenotime from placer deposits in western Australia. **The Canadian Mineralogist**, **35**: 95-104.

- Eyal, Y. & Olander, D.R. 1990. Leaching of uranium and thorium from monazite: I. Initial leaching. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **54**:1867-1877.
- Ewing, R.C. & Wang, L.M. 2002. Phosphates as nuclear waste forms. In: Kohn, M. L.; Rakovan, J. & Hughes, J.M. (eds). **Phosphates: Geochemical, geobiological, and materials importance**. Washington, D.C., U.S. Mineralogical Society of America. p. 673-699. (Reviews in Mineralogy, n. 48).
- Ferrari, V.C. 2003. **Estudo cristalquímico da apatita e outros fosfatos de minérios fosfáticos brasileiros de complexos alcalino-carbonatíticos e de outros compostos geológicos**. São Paulo. Tese de Pós-doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. (em desenvolvimento).
- Fleischer, M. & Altschuler, Z.S. 1969. The relationship of the rare-earth composition of minerals to geological environment. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **33**(6): 725-732.
- Fleischer, M.; Rosenblum, S. & Woodruff, M. 1990. The distribution of lanthanides and yttrium in the minerals of the monazite family. **Geological Survey Professional Paper. File Report**, **91**. 125p.
- Gramaccioli, C.M. & Segalstad, T.V. 1978. A uranium- and thorium-rich monazite from a south-alpine pegmatite at Piona, Italy. **American Mineralogist**, **63**:757-761.
- Hecht, L. & Cuney, M. 2000. Hydrothermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada): Implications for the formation of unconformity-related uranium deposits. **Mineralium Deposita**, **35**:791-795.
- Huminićki, D.C. & Hawthorne, F.C. 2002. The crystal chemistry of the phosphate minerals. In: Matthew L. Kohn, John Rakovan & John M. Hughes (eds). **Phosphates, geochemical, geobiological and material importance**. Washington, D.C., Mineralogical Society of America. p. 123-253. (Reviews in Mineralogy, n. 48).
- Jaffe, A.W. 1955. Precambrian monazite and zircon from the Mountain Pass rare-earth district, San Bernardino, California. **Bulletin of the Geological Society of America**, **66**:1247.
- Kamineni, D.C.; RAO, A.T. & BONARDI, M. 1991. The geochemistry of monazite types from the eastern ghats granulite terrain, India. **Mineralogy and Petrology**, **45**:119-130.
- Kang, S.J. & Osawa, T.C. 2003. Balls & Stick. Disponível em: <http://www.toycrate.xbng.org>. Acesso em 25 jan. 2003.
- Kitajima, L.F.W. & Gaspar, J.C. 1998. A monazite do Complexo do Peixe, T.O. In: XL CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...Belo Horizonte, SBG**, v. 1, p. 454.
- Rizzo, J.G.; Chagas, L.S.; Chossi, P.S.N.; Machado, E.C.V. & Masiero, G.H.N. 1990. Modelagem física de falhamento antitético em águas profundas da região de Cabo Frio na Bacia de Campos, R.J. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...Natal, SBG**. v. 5, p. 2238-2249.
- Kucha, H. 1980. Continuity in the monazite-huttonite series. **Mineralogical Magazine**, **43**:1031-1034.
- Lacomme, A. & Fontan, F. 1971. Sur la présence de la monazite dans les Pyrenées. **Académie des Sciences de Paris**, **272**:1193-1194.
- Lapido-Loureiro, F.E. de V. 1994. Terras Raras no Brasil: Depósitos, Recursos Identificados, Reservas. **MCT, CNPq, CETEM, Série Estudos e Documentos**, **21**. 183p.
- Le Bas, M.J.; Keller, J. & Keije, T. 1992. Carbonatite dykes at Bayan Obo, Inner Mongolia, China. **Mineralogy and Petrology**, **46**:195-228.
- Leonardos Jr., O.H. 1974. Origin and provenance of fossil and recent monazite deposits in Brasil. **Economic Geology**, **69**:1126-1128.
- Levinson, A.A. 1966. A system of nomenclature for rare-earth minerals. **American Mineralogist**, **51**: 152-158.
- Lottermoser, B.G. 1988. Supergene, secondary monazite from the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. **Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte**, **2**:67-70.
- Lottermoser, B.G. 1990. Rare-Earth element mineralization within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western, Australia. **Lithos**, **24**:151-67.
- Mannucci, G.; Diella, V.; Gramaccioli, C.M. & Pilati, T. 1986. A comparative study of some pegmatitic and fissure monazite from the Alps. **The Canadian Mineralogist**, **24**: 469-474.
- Mariano, A.N. 1989. Economic geology of rare earth minerals. In: B.R.Lipin & G.A.Mckay (eds.). **Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements**. Washington, D.C., Mineralogical Society of America. p. 309-337. (Reviews in Mineralogy, n. 21).
- McCarthy, G.J.; White, W.B. & Pfoertsch, D.E. 1978. Synthesis of nuclear waste monazites, ideal actinide hosts for geological disposal. **Material Research Bulletin**, **13**: 1239-1245.
- Miyawaki, R. & NakaI, I. 1996. Crystal chemical aspects of rare earth minerals. In: A.P.Jones, F.Wall & C.T.Williams (eds.). **Rare earth minerals: chemistry, origin and ore deposits**. London. The Mineralogical Society Series, 7. Chapman and Hall, p. 21-40.
- Mohamad, A.H. 1997. Alteration of primary monazite and its effect on whole-rock REE distribution in Cadalso-Casillas de Flores granitic complex (NW Spain). **Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía**, **20**: 57-69.
- Molloy, M.W. 1959. A comparative study of ten monazites. **American Mineralogist**, **44**:510.
- Montel, J.M.; Lhote, F. & Claude, J.M. 1989. Monazite end members and solid solutions: synthesis, unit-cell characteristics, and utilization as microprobe standards. **Mineralogical Magazine**, **53**:120-123.
- Montel, J.M.; Foret, S.; Veschambre, M.; Nicollet, C. & Provost, A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. **Chemical Geology**, **131**:37-53.
- Morteani, G. & Preinfalk, C. 1986. REE distribution and REE carriers in laterites formed on the alkaline complexes of Araxá and Catalão (Brasil). In: A.P.Jones, F.Wall & C.T.Williams (eds.). **Rare earth minerals - chemistry, origin and ore deposits**. London, Chapman and Hall, p. 227-255. (Mineralogical Society Series, n. 7).
- Masau, M., Cerny, P., Cooper, M.A. & Chapman, R. 2002. Monazite-(Sm), a new member of the monazite group from the Annie Claim #3 granite pegmatite, southeastern Manitoba. **The Canadian Mineralogist**, **40**: 1649-1655.
- Nasraoui, M. 1996. **Le gisement de niobium de Lueshe (nord est de Zaïre): évolutions géochimique et minéralogique d'un complexe carbonatitique en contextes hydrothermal et supergène**. Paris. 230p. Thèse Docteur, École Nationale des Mines de Paris et École Nationale Supérieure des Mines de St. Etienne.
- Neumann, R. 1999. **Caracterização tecnológica dos potenciais minérios de terras raras de Catalão I, GO**. São Paulo. 204p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Neumann, R.; Almeida, S.L.M. & Dassié, M.V.C. 1994. Technological characterization of the Córrego do Garimpo rare earth ore, Catalão I (GO), Brasil. In: MEETING OF THE SOUTHERN HEMISPHERE ON MINERAL PROCESSING, 1., 1994, Concepción, Chile. **Proceedings...** Concepción, Mineral Processing and Environment, p. 259-268.
- Ni, Y.; Hughes, J.M. & Mariano, A.N. 1995. Crystal chemistry of the monazite and xenotime structures. **American Mineralogist**, **80**: 21-26.
- Oliveira, S.M.B. de & Imbernon, R.A.L. 1998. Weathering and REE concentration in the Catalão I carbonatitic complex, Central Brazil. **Journal of South America Earth Science**, **11**(4):379-388.
- Onuonga, I.O. & Bowden, P. 2000. Hot-spring and supergene lanthanide mineralization at the Buru carbonatite centre, Western Kenya. **Mineralogical Magazine**, **64**(4):663-673.
- Overstreet, W.C. 1967. The geological occurrence of monazite. **Geological Survey Professional Paper**, **530**. 327p.
- Pan, Y.; Fleet, M.E. & MacRae, N.D. 1993. Oriented monazite inclusions in apatite porphyroblasts from the Hemlo Gold deposit, Ontario, Canada. **Mineralogical Magazine**, **57**:697-707.
- Podor, R. 1995. Raman spectra of the actinide-bearing monazites. **European Journal of Mineralogy**, **7**:1353-1360.
- Podor, R.; Cuney, M. & Trung, C.N. 1995. Experimental study of the solid solution between monazite-(La) and (Ca_{0.5}U_{0.5})PO₄ at 780°C and 200MPa. **American Mineralogist**, **80**:1261-1268.
- Podor, R. & Cuney, M. 1997. Experimental study of Th bearing LaPO₄ (780°C, 200MPa): Implications for monazite and actinide orthophosphate stability. **American Mineralogist**, **82**:173-183.

- Poittrasson, F.; Chenery, S. & Bland, D.J. 1996. Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. **Earth and Planetary Science Letters**, **145**:79-96.
- Poittrasson, F.; Chenery, S. & Shepperd, T.J. 2000. Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: implications for U-Th-Pb geochronology and nuclear ceramics. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **64**:3283-3297.
- Read, D.; Andreolli, M.A.G.; Knoper, M.; Williams, C.T. & Jarvis, N. 2002. The degradation of monazite: Implications for the mobility of rare-earth and actinide elements during low-temperature alteration. **European Journal of Mineralogy**, **14**:487-498.
- Read, D.; Cooper, D.C. & McArthur, J.M. 1987. The composition and distribution of nodular monazite in the Lower Palaeozoic rocks of Great Britain. **Mineralogical Magazine**, **51**:271-280.
- Rose, H.J.; Blade, L.V. & Ross, M. 1958. Earthy monazite at Magnet Cove, Arkansas. **American Mineralogist**, **43**:995.
- Rosenblum, S. & Mosier, E.L. 1983. Mineralogy and occurrence of europium-rich dark monazite. **Geological Survey Professional Paper**, **1181**:1-67.
- Seydoux-Guillaume, A.M.; Wirth, R.; Nasdala, L.; Gottschalk, M.; Montel, J.M. & Heinrich, W. 2002. An XRD, TEM and Raman study of experimentally annealed natural monazite. **Physical Chemical of Minerals**, **29**:240-253.
- Suzuki, K. & Adachi, M. 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsunosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon, and xenotime. **Journal of Geochemistry**, **25**:357-376.
- Toledo, M.C.M.; Fontan, F.; Oliveira, S.M.B.; Parseval, P. & Ribeiro, C.C. 1999. La monacita del Macizo Alcalino Carbonatítico de Catalão I (GO, Brasil). **Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía**, vol.22-A.
- Toledo, M.C.M. 1999. **Mineralogia dos principais fosfatos do Macizo Alcalino-carbonatítico de Catalão I (GO) e sua evolução no perfil laterítico**. São Paulo. 198p. Tese de Livre Docência em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Toledo, M.C.M.; Oliveira, S.M.B.; Fontan, F.; Ferrari, V.C. & De Parseval, P. 2003. Mineralogia, morfologia e cristaloquímica da monazita de Catalão I (GO, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências** (Submetido).
- Traversa, G.; Gomes, C.B.; Brotzu, P.; Buraglini, N.; Morbidelli, L.; Principato, M.S.; Ronca, S. & Ruberti, E. 2001. Petrography and mineral chemistry of carbonatites and mica-rich rocks from the Araxá complex (Alto Paranaíba Province, Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **73**(1):71-98.
- Vaquero Nazabal, V. 1979. Descubrimiento, por primera vez en España, de una monacita de facies aberrante portadora de Europio. **Boletín Geológico y Minero**, **T. XC-IV**:374-379.
- Vlach, S.R.F. & Gualda, G.A. R. 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, **30**(1):214 - 218.
- Wall, F. & Mariano, A.N. 1996. Rare earth minerals in carbonatites: a discussion centred on the Kangankunde Carbonatite, Malawi. In: A.P.Jones, F.Wall & C.T.Williams, (eds.). **Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits**. London, Chapman and Hall, p.193-226.
- Williams, M.L.; Jercinovic, M.J. & Terry, M.P. 1999. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: deconvoluting multistage tectonic histories. **Geology**, **27**(11):1023-1026.