

AUTIGENNÍ MONAZIT-(Ce) AŽ MONAZIT-(Nd) V DROBÁCH KULMU DRAHANSKÉ VRCHOVINY - VZNIK VE VZTAHU K CHEMICKÉMU SLOŽENÍ DROB A DIAGENETICKÉ TEPLOTĚ

AUTHIGENIC MONAZITE-(Ce) TO MONAZITE-(Nd) IN THE GREYWACKES OF THE DRAHANY UPLAND: FORMATION RELATED TO THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE GREYWACKES AND DIAGENETIC TEMPERATURE

RENATA ČOPJAKOVÁ

Abstract

Čopjaková, R. (2010): Vznik autigenního monazitu v drobách kulmu Dražanské vrchoviny ve vztahu k diagenetické teplotě a chemickému složení drob. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 2, 95, 63–79.

Authigenic monazite-(Ce) to monazite-(Nd) in the greywackes of the Dražany Upland: formation related to the chemical composition of the greywackes and diagenetic temperature

Poikilitic monazite-(Ce) to monazite-(Nd), irregular in shape, enclosing variety of detrital and authigenic minerals, together with rounded, partly altered detrital monazite, were found in greywackes of the Protivanov Formation, Dražany Upland. Textural evidences suggest authigenic origin of poikilitic monazite. The most likely explanation is that the main source of REE (mainly LREE) in fluids was detrital monazite. Detrital monazite in greywackes of the Protivanov Formation is unstable and underwent a variety of replacement reactions during deep burial with maximal temperature close to 250 °C corresponding to very low-grade metamorphism. The products of the detrital monazite alteration reflect the whole-rock composition of greywackes. Newly-formed poikilitic monazite was observed only in greywackes with low Ca content in the whole-rock compositions. The CHIME dating revealed the precipitation of poikilitic monazite at 324 Ma (± 28 Ma), thus during high-temperature diagenesis. Chemical composition of low-grade poikilitic monazite significantly differs from that of higher temperature magmatic or metamorphic detrital monazite. Poikilitic monazite shows low concentrations of Th, U, Ca, Y+HREE and weak Eu anomaly. Distribution of the REE in the poikilitic monazite grains shows typical trend. The central part is enriched in Nd, Sm and Gd, whereas the outer part is enriched in La and Ce. Some analyses from the central part yield Nd as dominant REE, therefore it corresponds to monazite-(Nd). Rarely, small core devoid of mineral inclusions with compositional characteristic typical of a high-temperature origin (high Th, U and Y content), interpreted as relict of detrital monazite, was found in central part of poikilitic monazite.

Key words: authigenic monazite; monazite-(Ce); monazite-(Nd); diagenesis; greywackes; Lower Carboniferous Dražany basin.

Renata Čopjaková, Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Czech Republic, e-mail: copjakova@sci.muni.cz

1. Úvod

Monazit (monoklinický LREEPO_4) je běžný akcesorický minerál v magmatických a středně až vysoce metamorfovaných sedimentárních horninách. Metamorfní monazit je znám z metasedimentů v širokém rozpětí PT podmínek od $T \sim 300\text{--}350$ °C a $P \sim 3\text{--}4$ kbar až po 800 °C a 6 kbarů (SMITH a BARREIRO 1990, WATT 1995, BINGEN *et al.* 1996, LANZI-

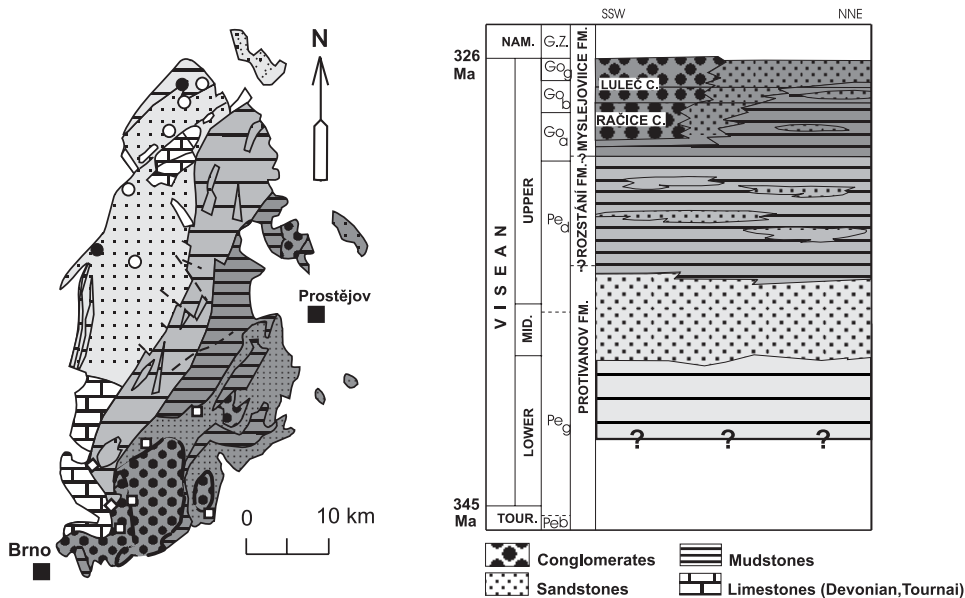
ROTTI a HANSON 1996, CABELLA *et al.* 2001, FOSTER *et al.* 2002). Poměrně velké množství publikací je věnováno vzniku a stabilitě monazitu ve středně- až vysoce-metamorfovaných horninách (amfibolitová a granulitová facie). Nesrovnatelně méně je zatím informací o vzniku monazitu v podmínkách diagenese až slabé metamorfózy. Nízkoteplotní monazit je nejčastěji nalézán v břidlicích. Růst monazitu v souvislosti s diagenézí jílovitých sedimentů je popsán z několika sedimentárních pánví, nejčastěji paleozoického stáří (např. BURNOTTE *et al.* 1989, LEV *et al.* 1998, EVANS a ZALASIEWICZ 1996, EVANS *et al.* 2002). EVANS *et al.* (2002) předpokládá vznik monazitových nodulí v souvislosti s pohrbením a diagenézí pelitických sedimentů ve fázi ropného okna mezi 100–150 °C. Dále byl nalezen v metapelitech v podmínkách pumpellyit-aktinolitové facie (T ~ 300–350 °C a P ~ 3–4 kbar; CABELLA *et al.* 2001), prehnit-pumpellyitové facie (RASMUSSEN *et al.* 2001, 2005) či v metamorfovaných pelitech ve facii zelených břidlic (FRANZ *et al.* 1996, WING *et al.* 2003, KRYZA *et al.* 2004) a modrých břidlic (T ~ 300–350 °C a P ~ 3–10 kbar; JANOTS *et al.* 2006). Nízkoteplotní monazit z metamorfovaných písčitých sedimentů je popsán pouze z pískovců Stirling Range Formation (Austrálie), kde byly dosaženy T 300–400 °C (RASMUSSEN a MUHLING 2007) a z pískovců Witwatersrand Supergroup (jižní Afrika), které prošly metamorfózou v podmínkách facie zelených břidlic T ~ 350 °C (RASMUSSEN a MUHLING 2009). Růst monazitu v podmínkách diagenese až slabé metamorfózy je vedle PT podmínek ovlivňován dalšími faktory, jako je chemické složení hornin či diagenetických/metamorfních fluid a tektonický režim (GONZÁLES-ALVAREZ *et al.* 2006, WILBY *et al.* 2007, RASMUSSEN a MUHLING 2009). Tato práce je věnována texturní a chemické charakteristice autigenního monazitu vznikajícího v matrix drob kulmu Dražanské vrchoviny, zdroji REE pro jeho růst a dále vztahu mezi vznikem autigenního monazitu, chemismem okolních drob a teplotou diagenetických fluid.

2. Geologická situace

Dražanská vrchovina představuje mohutný komplex flyšových sedimentů, drob, břidlic a slepenců. Sedimentace v kulmské pánvi je odrazem variské orogeneze a souvisí s rychlou exhumací východní části Českého masivu v důsledku kolize a kompresní tektoniky (SCHULMANN a GAYER 2000).

Na základě foraminiferové fauny v klastech vápenců a datování detritického monazitu a monazitu ve valounech magmatických a metamorfovaných hornin (KALVODA *et al.* 1995, ŠPAČEK a KALVODA 1996, ČOPIJKOVÁ a ŠKODA 2006, 2009) lze předpokládat přísun většiny sedimentárního materiálu do pánve v období minimálně středního, ale zejména svrchního visé. Přímé paleontologické důkazy však chybí. Za nejstarší jsou považovány sedimenty protivanovského souvrství, které představují flyšový komplex budovaný povětšinou jemnozrnnými droby, s podřízeným množstvím vložek prachovců, břidlic a slepenců. V nadloží protivanovského souvrství leží rozstáňské souvrství, které je charakteristické jemně rytmičnými sedimenty. Střídají se zde jemnozrnné droby, prachovce a jílovité břidlice. Za nejmladší kulmskou jednotku jsou považovány sedimenty souvrství myslejovického. Ve spodní části souvrství se ukládaly laminované břidlice a v jejich nadloží mohutný komplex slepenců, drob a břidlic. Sedimentace v kulmské pánvi byla ukončena přibližně na hranici visé/namur před 325 Ma (GRADSTEIN *et al.* 2005). Schematizovaná mapa kulmských sedimentů Dražanské vrchoviny je znázorněna na Obr. 1.

Studované droby jsou špatně vytríděné, převládá v nich detritický křemen, K-živec, plagioklas, muskovit, chlorit/chloritizovaný biotit a úlomky hornin. Matrix drob je převážně bazální, prachové velikosti a dominuje v ní *sericit*, chlorit, křemen, plagioklas a rekrystalizované jílové minerály, dále jsou v menší míře přítomny Ti-oxidy, Fe-oxidy/hydroxidy a kalcit. Z těžkých minerálů je v drobách zastoupen hlavně granát, apatit a zirkon, méně epidot, turmalín, Cr-bohatý spinel, ilmenit, rutil a monazit.



Obr. 1. Schematizovaná geologická mapa kulmu Dražanské vrchoviny se zobrazenými lokalitami, kde byly nalezeny autigenní poikilitické monazity (plný kruh). Dále jsou v mapě zobrazeny i lokality v protivanovském souvrství s výskytem alterovaných detritických monazitů zatlačovaných fluorapatitem, rhabdofánem a Th-Si fázemi (prázdný kruh) a lokality v rozstánském (kosočtverec) a mysejšovickém souvrství (čtverec) s výskytem nealterovaných detritických monazitů (modifikováno podle HARTLEY a OTAVA 2001).

Fig. 1. Schematic geological map of the Culm sediments of the Drahany Upland with localities with newly formed poikilitic monazite (full circle). Furthermore there are displayed the occurrences of altered detrital monazite replaced by fluorapatite, rhabdophane and Th-Si phase in the Protivanov Formation (open circle) and localities with unaltered detrital monazite in the Rozstání (diamond) and Myslejšovice (square) Formations; (modified after HARTLEY and OTAVA 2001).

3. Metodika práce

Ze vzorků drob byly připraveny leštěné výbrusy a získány koncentráty těžkých minerálů, kde byly studovány REE-minerály a jejich vzájemné texturní vztahy. Přehled lokalit, na nichž byly REE minerály studovány a kde byly nalezeny autigenní monazity je znázorněn na Obr. 1. Analýzy chemického složení monazitu a prvkové mapy byly provedeny na elektronové mikrosondě CAMECA SX100 ve vlnově disperzním módu. Monazity byly analyzovány při urychlovacím napětí 15 kV, proudu svazku 160 nA a průměru svazku 2 μm . Ostatní, pod elektronovým svazkem méně stabilní REE minerály byly analyzovány při 15 kV, proudu svazku 10–20 nA a velikosti svazku 5–10 μm . Uran byl stanoven na U M β čáře (doba načítání 60 s, detekční limit 270 ppm), Th na M α čáře (doba načítání 40 s, detekční limit 250 ppm), Pb na M α čáře (doba načítání 240 s, detekční limit 130 ppm). Ostatní prvky byly načítány po dobu 10–60 s. Byly použity následující standardy: U - U, Pb - PbSe, Th - ThO₂, P - fluorapatit, Y - YAG, La - LaB₆, Ce - CeAl₂, Pr - PrF₃, Nd - NdF₃, Gd - GdF₃, Sm - SmF₃, Dy - DyP₅O₁₄, Er - YErAG, Al - almandin, Si - andradit, Ca - wollastonit, Fe - andradit, Mn - rhodonit, V - vanadinit, S - baryt, Sr - SrSO₄, Ba - BaSO₄, F - fluorapatit. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (POUCHOU a PICOIR 1985). Množství F bylo upraveno s použitím empiricky stanovené korekce na koincidenci analytické čáry F K α s čarou Ce M ζ . Dále byl korigován obsah Si s použitím empiricky stano-

vené korekce na koincidenci analytické čáry Si $K\alpha$ s čarou Nd $M\zeta$. Vzhledem k tomu, že analytická čára Pb $M\alpha$ je částečně ovlivněná interferencí s čarou Y $L\gamma_2$ a čarami Th $M\zeta_1$ a Th ζ_2 , bylo potřeba provést korekci na interferenci Y a Th na obsah Pb stanoveného na čáře $M\alpha$.

Chemické analýzy drob byly provedeny v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd. ve Vancouveru v Kanadě metodou ISP-ES a ICP-MS.

Ze vzorků břidlic asociovaných se studovanými drobami byly připraveny leštěné nábrusy pro stanovení odraznosti vitrinitu k dešifrování tepelné historie hornin. Odraznost vitrinitu byla měřena Evou Franců v laboratoři organické geochemie ČGS Brno, na odrazovém mikroskopu Leitz Wetzlar MPV2 s použitím standardů Leitz s odrazností 1,26 a 5,42 %. Odraznost vitrinitu ukazuje maximální teplotu pohřbení sedimentů. Termální historie studovaných vzorků byla vyhodnocena Evou Franců. Termální historie pánve Drahan­ské vrchoviny, její nejpravděpodobnější scénář, je detailně diskutován v práci FRANCŮ *et al.* (2002).

Názvy minerálů, které nejsou uznány mezinárodní komisí pro nové minerály IMA jsou v textu uvedeny kurzívou.

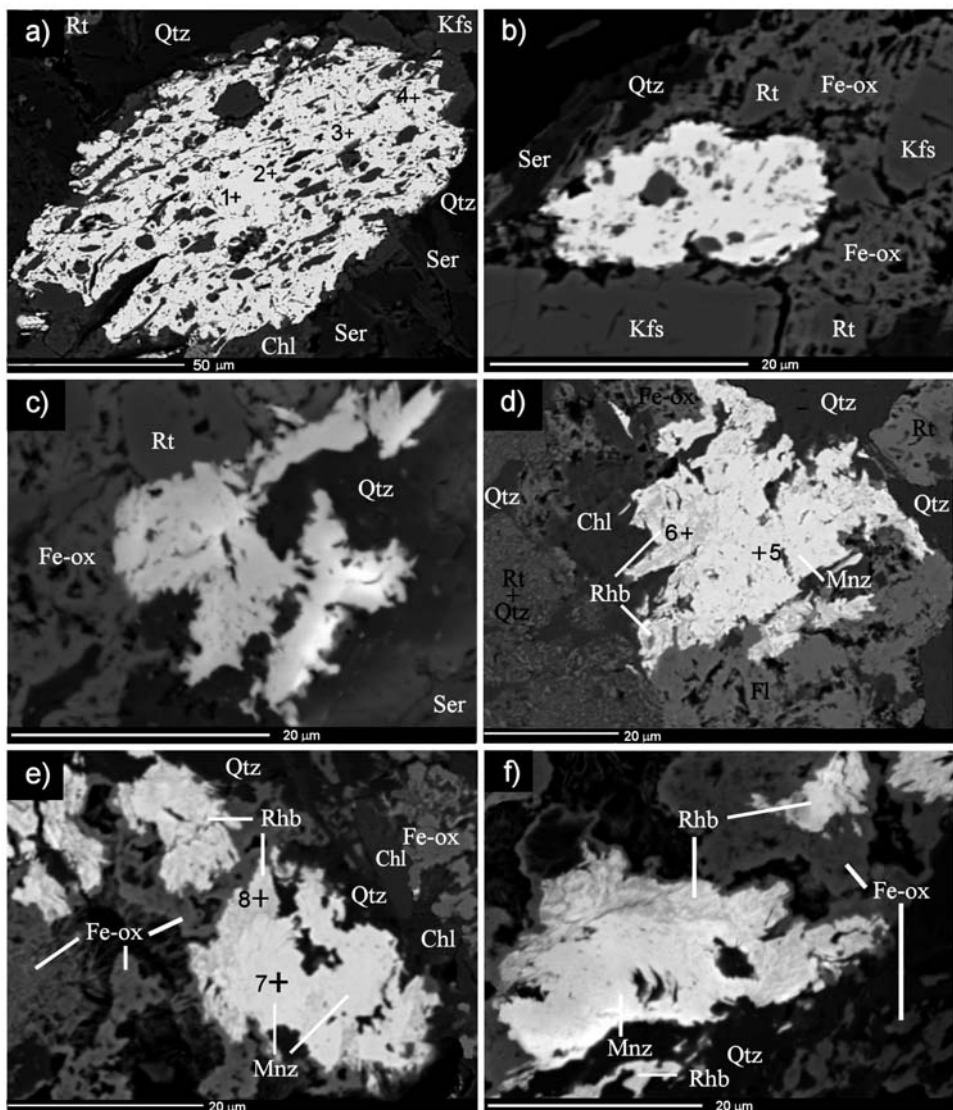
4. Výsledky

4.1 Výskyt autigenního monazitu

Autigenní monazit byl nalezen v matrix drob ze dvou lokalit protivanovského souvrst­ví. Autigenní monazit tvoří nepravidelné agregáty (až 150 μm), má poikilitickou stavbu, uzavírá hojně inkluze ostatních detritických (křemen, K-živce) a autigenních minerálů z matrix drob (křemen, *sericit*, chlorit, Fe-oxidy/hydroxidy a Ti-oxidy, Obr. 2). Někdy je tento typ monazitu obrůstán rhabdofánem-(Ce) a florencitem-(La) až florencitem-(Ce) (Obr. 2d, e, f). Na základě pozorovaných texturních vztahů je autigenní vznik poikilitického monazitu zcela zřejmý. V drobách, kde byl nalezen poikilitický monazit se vyskytují i zaoblená zrna detritického, při okraji částečně alterovaného monazitu. Přítomnost detritického monazitu v drobách protivanovského, rozstáňského i mysejovického souvrst­ví je běžná a v minulosti byly tyto monazity studované za účelem jejich CHIME datování (ČOPIJKOVÁ a ŠKODA 2006, ČOPIJKOVÁ 2007). Detritický monazit z protivanovského souvrst­ví, studovaný v uplynulých letech (ČOPIJKOVÁ a ŠKODA 2006) vykazuje silné známky alterací a dochází k jeho rozpuštění a zatlačování rhabdofánem, fluorapatitem a Th-Si hydratovanou fází. V drobách rozstáňského a mysejovického souvrst­ví je detritický monazit obvykle čerstvý, bez známek alterací. Nálezy autigenního poikilitického monazitu společně s detritickým, jsou vyznačeny v mapce na Obr. 1. V téže mapě jsou vyznačeny i lokality, kde byly v minulosti nalezeny pouze detritické monazity, ať už s projevy alterací či čerstvé.

4.2 Chemické složení monazitu

Poikilitický monazit vykazuje značně heterogenní chemické složení, avšak s některými typickými rysy. I přes značnou variabilitu chemického složení odpovídá většina analýz monazitu-(Ce), i když v některých případech obsah Nd převažuje nad obsahem ostatních REE a jedná se tedy o monazit-(Nd) (viz analýza 2 v Tab. 1). Výrazná variabilita v chemickém složení monazitu se dobře projevuje i ve velkém rozpětí poměru La/Gd, který kolísá od 1,3 do 146 a v širokém poli chondritem normalizovaných REE-křivek. Pro monazit je charakteristický nízký obsah Th (0,05–4,28 hm. % ThO_2 ; v průměru 0,63 hm. % ThO_2), U (do 0,18 hm. % UO_2 ; v průměru 0,04 hm. % UO_2), Pb (do 0,06 hm. % PbO), Y (0,07–1,27 hm. % Y_2O_3 ; v průměru 0,46 hm. % Y_2O_3) a Ca (0,04–0,80 hm. % CaO) a poměrně slabá Eu anomálie (obsah Eu_2O_3 je často nad mezí detekce EMP, nejvýše dosahuje 1,32 hm. % Eu_2O_3). Dále je pro tento typ monazitu typický vstup malého množství Sr (do 0,56 hm. % SrO). Obsah Ca + Si výrazně převyšuje sumu Th + U + Pb, přičemž poměr Ca vůči sumě



Obr. 2. Autigenní poikilitické monazity v BSE obraze; v obrázcích je vyznačena pozice reprezentativních analýz monazitu a rhabdofánu z Tab. 1 (analýzy 1–8); a) velký poikilitický monazit s hojnými inkluzemi autigenních i detritických minerálů a s reliktem detritického monazitu v centru; b, c) nepravidelný poikilitický monazit s hojnými inkluzemi; d) monazit obrůstáný rhabdofánem (v BSE obraze tmavší) a florencitem; e, f) monazit obrůstáný rhabdofánem. Seznam použitých zkratk: Mnz - monazit; Rhb - rhabdofán; Fl - florencit; Qtz - křemen; Kfs - K-živec; Ser - sericit; Rt - TiO₂ (patrně rutil); Fe-ox - Fe-oxidy/hydroxydy.

Fig. 2. BSE images of authigenic poikilitic monazite; the positions of representative microprobe analyses of monazite and rhabdophane from Tab. 1 (analyses 1–8) are shown there; a) large poikilitic monazite with abundant inclusions of authigenic and detrital minerals and with detrital monazite relict in central part; b, c) irregular poikilitic monazite with abundant inclusions; d) authigenic monazite overgrown by rhabdophane (darker in BSE image) and florencite; e, f) authigenic monazite overgrown by rhabdophane. Abbreviations used: Mnz - monazite; Rhb - rhabdophane; Fl - florencite; Qtz - quartz; Kfs - K-feldspar; Ser - sericite; Rt - TiO₂ (probably rutile); Fe-ox - Fe-oxides/hydroxides.

Tabulka 1. Vybrané mikrosondové analýzy monazitu a rhabdofánu. Místa analyzovaných bodů jsou vyznačena na Obr. 2.

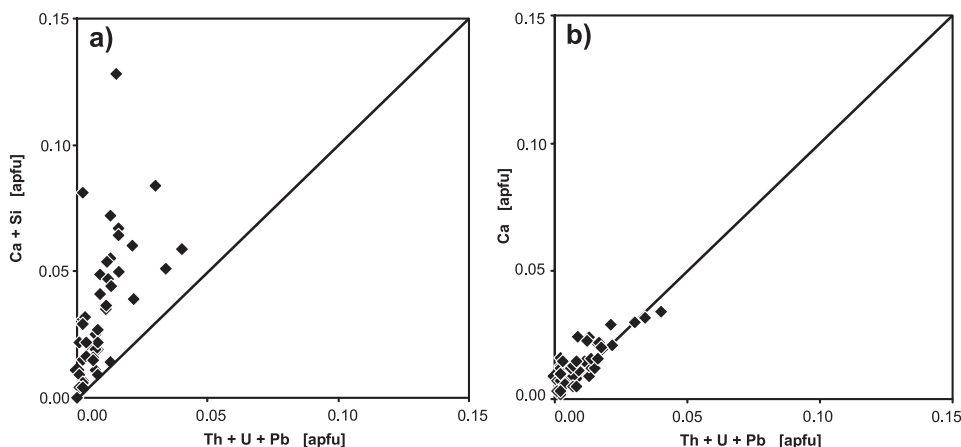
- 1 - relik detritického monazitu uzavíraného v poikilitickém monazitu (viz Obr. 2a).
 2-4 - analýzy poikilitického monazitu směrem od jádra k okraji zrna (viz Obr. 2a).
 5, 6 - analýzy poikilitického monazitu a okolního rhabdofánu k Obr. 2d.
 7, 8 - analýzy poikilitického monazitu a okolního rhabdofánu k Obr. 2e.

Table 1. Representative microprobe analyses of monazite and rhabdophane. The analytical points are marked in Fig. 2.

- 1 - detrital monazite relict inclosed in poikilitic monazite (Fig. 2a).
 2-4 - analyses of poikilitic monazite from the centre to the rim (Fig. 2a).
 5, 6 - poikilitic monazite and surrounding rhabdophane from the Fig. 2d.
 7, 8 - poikilitic monazite and surrounding rhabdophane from the Fig. 2e.

	mnz 1	mnz 2	mnz 3	mnz 4	mnz 5	rhb 6	mnz 7	rhb 8
SO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,35
P ₂ O ₅	30,53	30,48	30,51	30,54	28,85	27,22	30,10	27,82
SiO ₂	0,12	0,02	0,66	0,48	0,49	2,38	3,11	1,10
UO ₂	0,99	0,07	0,02	0,00	0,03	0,07	0,04	0,16
ThO ₂	4,47	0,13	0,33	0,09	3,64	5,75	1,81	6,13
La ₂ O ₃	12,56	3,90	8,81	17,24	20,05	15,96	13,55	12,55
Ce ₂ O ₃	27,34	19,64	29,72	33,35	35,28	27,99	30,65	26,29
Pr ₂ O ₃	3,15	4,35	4,31	3,49	2,50	2,42	3,38	2,84
Nd ₂ O ₃	12,02	26,86	17,41	11,56	6,12	7,07	11,64	9,37
Sm ₂ O ₃	2,50	9,05	3,79	1,56	0,71	1,00	2,00	1,68
Eu ₂ O ₃	0,00	1,35	0,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd ₂ O ₃	1,87	3,20	1,77	0,52	0,16	0,66	1,14	1,04
Dy ₂ O ₃	0,78	0,44	0,37	0,17	0,00	0,16	0,20	0,32
Er ₂ O ₃	0,15	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00
Y ₂ O ₃	2,63	0,59	0,58	0,31	0,07	0,82	0,59	0,95
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,18	0,24	0,13	1,15	0,23	0,40
FeO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,44	1,12	1,42	1,28
PbO	0,14	0,00	0,00	0,00	0,05	0,15	0,03	0,08
CaO	1,08	0,13	0,20	0,06	0,75	2,38	0,30	3,44
SrO	0,00	0,05	0,12	0,04	0,57	1,13	0,13	1,39
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,19	0,00	0,34
-O-F	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,07	-0,08	0,00	-0,14
TOTAL	100,35	100,30	99,39	99,73	99,95	97,78	100,37	97,41
S ⁶⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,010
P ⁵⁺	1,000	1,010	1,000	0,999	0,964	0,896	0,949	0,925
Si ⁴⁺	0,005	0,001	0,026	0,019	0,019	0,093	0,116	0,043
subtot	1,005	1,011	1,026	1,018	0,983	0,994	1,065	0,978
U ⁴⁺	0,009	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Th ⁴⁺	0,039	0,001	0,003	0,001	0,033	0,051	0,015	0,055
La ³⁺	0,179	0,056	0,126	0,246	0,292	0,229	0,186	0,182
Ce ³⁺	0,387	0,281	0,421	0,472	0,510	0,398	0,418	0,378
Pr ³⁺	0,044	0,062	0,061	0,049	0,036	0,034	0,046	0,041
Nd ³⁺	0,166	0,375	0,241	0,159	0,086	0,098	0,155	0,131
Sm ³⁺	0,033	0,122	0,051	0,021	0,010	0,013	0,026	0,023
Eu ³⁺	0,000	0,018	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Gd ³⁺	0,024	0,042	0,023	0,007	0,002	0,008	0,014	0,014
Dy ³⁺	0,010	0,006	0,005	0,002	0,000	0,002	0,002	0,004
Er ³⁺	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Y ³⁺	0,054	0,012	0,012	0,006	0,001	0,017	0,012	0,020
Al ³⁺	0,000	0,000	0,008	0,011	0,006	0,053	0,010	0,018
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,002	0,014	0,037	0,044	0,042
Pb ²⁺	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001
Ca ²⁺	0,045	0,006	0,008	0,003	0,032	0,099	0,012	0,145
Si ²⁺	0,000	0,001	0,003	0,001	0,013	0,026	0,003	0,032
subtot	0,993	0,984	0,970	0,980	1,056	1,093	0,944	1,130
suma cat.	1,998	1,995	1,994	1,996	2,020	2,063	2,010	2,065
O ²⁻	4,000	4,000	4,000	4,000	3,980	3,976	4,000	3,957
F ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,024	0,000	0,043
suma an.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Th + U + Pb je blízký 1 (Obr. 3). Reprezentativní analýzy poikilitického monazitu jsou v Tab. 1 – analýzy 2-5, 7.



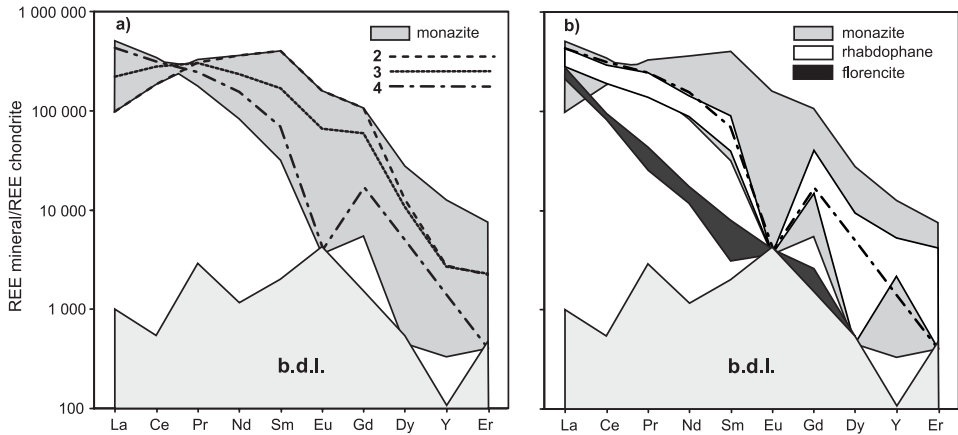
Obr. 3. Binární grafy znázorňující vstup Th a U do poikilitického monazitu; a) obsah Ca + Si vůči sumě Th + U + Pb; b) obsah Ca vůči sumě Th + U + Pb.

Fig. 3. Binary graphs showing the entry of Th and U into the poikilitic monazite; a) content of Ca + Si vs. total Th + U + Pb; b) content of Ca vs. total Th + U + Pb.

Na větších zrnech monazitu byla pozorována typická zonálnost s výraznou změnou distribuce REE. Pole rozpětí chondritem normalizovaných REE-křivek pro poikilitický monazit, včetně ukázky změny tvaru REE-křivek od centra směrem k okraji monazitu je znázorněno na Obr. 4. Směrem k okraji zrna klesá obsah Nd + MREE a roste obsah La a Ce a dále se zvýrazňuje negativní Eu anomálie. Nejvýraznější obohacení o Nd + MREE (zejména Sm a Gd; až 0,375 apfu Nd; 0,124 apfu Sm; 0,043 apfu Gd) a ochuzení o La a Ce bylo pozorováno u zrn autigenního monazitu, které obsahovaly chemicky odlišná jádra monazitu bez inkluzí jiných minerálů. Nejvyšší obsahy Nd + MREE prvků byly právě v blízkém okolí těchto jader.

Jádra, která byla vzácně nalezená v centrální části větších poikilitických monazitů, jsou chemicky nápadně odlišná a neobsahují minerální inkluze. Pro tato jádra je ve srovnání s poikilitickým monazitem charakteristický vyšší obsah Y (1,89–2,66 Y₂O₃) a HREE a významná negativní Eu anomálie (obsah Eu pod mezí detekce EMP). Dále ve srovnání s poikilitickou částí monazitu mají vyšší obsah Th (cca 3–6 hm. % ThO₂), U (do 1 hm. % UO₂) a Ca (~ 1 hm. % CaO) (viz analýza 1 v Tab. 1). Z prvkové mapy na Obr. 5 je dobře patrné jádro odlišného chemického složení v centrální části monazitu i popisovaná výrazná zonálnost okolního autigenního poikilitického monazitu.

U některých zrn bylo pozorováno dorůstání monazitu v BSE obraze tmavšími partiemi, které chemicky odpovídají rhabdofánu-(Ce) (Obr. 2d,e,f). Tyto partie vykazují ve srovnání s autigenním monazitem, který obrůstají, nižší sumu analyzovaných prvků 96,0–97,7 hm. %, nižší obsah LREE, vyšší obsah HREE + Y, vyšší obsah Ca (2,35–4,37 hm. % CaO) a Th (5,68–11,14 hm. % ThO₂) při nízkém obsahu U (0,07–0,16 hm. % UO₂), přičemž obsah Ca výrazně převyšuje sumu Th + U + Pb (Obr. 3; Tab. 1 analýzy 6 a 8). Malý obsah F (0,18–0,34 hm. % F) vstupuje systematicky do rhabdofánu-(Ce). V blízkém vztahu k rhabdofánu-(Ce) se vzácněji vyskytuje i florencit (LREEAl₃(PO₄)₂(OH)₆). Florencit výrazně preferuje LREE a na základě chemického složení odpovídá florencitu-(La) až florencitu-(Ce). Obsahy Eu, Y + HREE (od Dy) jsou pod mezí detekce EMP. Významný je ve florencitu obsah Sr (6,44–7,65 hm. % SrO; 0,30–0,38 apfu Sr), což odpovídá až 38 mol % goya-



Obr. 4. Normalizované obsahy REE (podle chondritu TAYLORA a MCLENNANA, 1985) v autigenním monazitu a rhabdofanu a florencitu, které ho obrůstají; pole s označením b.d.l. znázorňuje oblast pod mezi detekce EMP; a) šedé pole –poikilitický monazit; v grafu jsou vyznačeny tři reprezentativní REE-křivky v analytických bodech 2, 3 a 4 k Obr. 2a a Tab. 1. znázorňující vývoj zonálnosti; b) bílé pole – rhabdofan; černé pole – florencit; pro srovnání je vyneseno i pole složení monazitu (šedé) a reprezentativní REE-křivka pro okraj monazitu, který je obrůstán rhabdofanem.

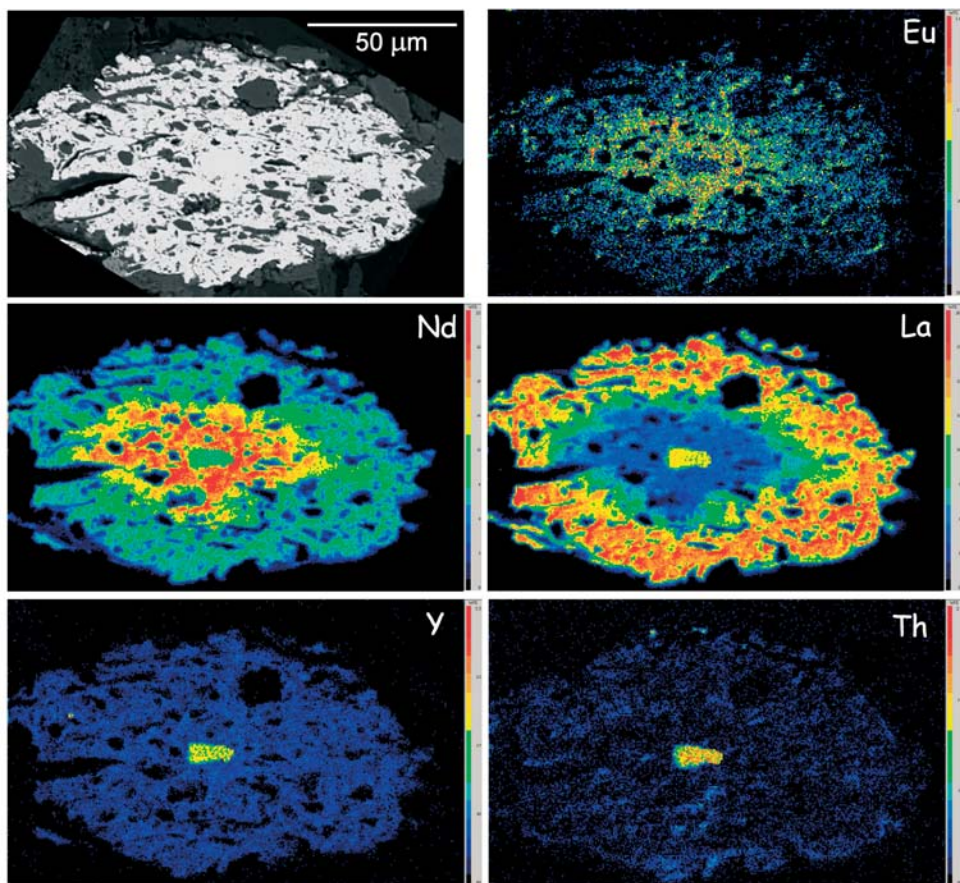
Fig. 4. Chondrite (TAYLOR and MCLENNAN, 1985) normalized patterns of REE in authigenic poikilitic monazite and overgrowing rhabdophane and florencite; area labeled by b.d.l. stands values below the detection limit of EMP; a) grey area –poikilitic monazite; in graph are plotted three representative REE-patterns for analyses 2, 3 and 4 from Fig. 2a and Tab. 1 showing the zoning trend in monazite; b) white area – rhabdophane; black area – florencite; area for poikilitic monazite (grey) and representative REE-pattern for monazite rim overgrown by rhabdophane are shown for comparison.

zitové komponenty ($\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5$). V podřízeném množství vstupuje do florencitu Fe ($\leq 1,40$ hm. % FeO), Si ($\leq 1,42$ hm. % SiO_2), Ca ($\leq 0,65$ hm. % CaO), Th ($\leq 0,17$ hm. % ThO_2), S ($\leq 0,16$ hm. % SO_3), Ba ($\leq 0,13$ hm. % BaO) a F (0,56–0,64 hm. % F).

Mikrosondových analýz poikilitického monazitu bylo využito pro tzv. chemické datování (CHIME). Chemicky odlišná jádra bez minerálních inkluzí nebyla do tohoto výpočtu zahrnuta. Poikilitické monazity poskytují stáří 324 ± 28 Ma, avšak vzhledem k nízkému obsahu Th a U v tomto typu monazitu je chyba značně vysoká, i přes velký počet mikrosondových analýz ($n = 48$).

4.3 Celohorninové chemické složení drob

V posledních letech byl v literatuře diskutován vliv chemického složení hornin na stabilitu monazitu v metamorfovaných sedimentárních horninách (WING *et al.* 2003; RASMUSSEN *et al.* 2006; KRENN a FINGER 2007; JANOTS *et al.* 2008; RASMUSSEN a MUHLING 2009; BERGER *et al.* 2009). Z tohoto důvodu bylo na vybraných lokalitách protivanovského a myslejovického souvrství, na kterých byly studované asociace detritických a autigenních REE-minerálů, stanoveno i chemické složení drob (hlavních i stopových prvků) (Tab. 2). Chemické složení drob bylo stanoveno u dvou vzorků obsahujících autigenní poikilitický monazit společně s detritickým monazitem, dále u 3 vzorků drob protivanovského souvrství, kde byly nalezeny pouze alterované detritické monazity a u 3 vzorků drob ze souvrství myslejovického, pro něž je typický výskyt nealterovaného detritického monazitu. Obsahy hlavních prvků vykazují u všech vzorků velmi obdobné koncentrace vyjma Ca, který kolísá od 0,36 do 1,98 hm. % CaO. Nízký obsah Ca (0,36 a 0,54 hm. % CaO) je typický pro droby protivanovského souvrství, v nichž byl pozorován novotvořený monazit, a pro droby ze souvrství myslejovického (0,40–0,46 hm. % CaO). Droby z protivanovského souvrství, ve kterých je běžný alterovaný detritický monazit, avšak bez novotvořeného poikilitického



Obr. 5. Distribuční mapy (WDS sken) vybraných prvků zonálního autigenního poikilitického monazitu, který uzavírá malý relikt detritického monazitu.

Fig. 5. Wavelength-dispersive X-ray maps of representative elements for zonal authigenic poikilitic monazite enclosing small detrital monazite relict.

monazitu, mají obsah Ca vyšší (od 1,28 do 1,98 hm. % CaO). Rozdíly v obsahu Ca jsou dobře patrné i v diagramu Al versus Ca (Obr. 6a), kde je vyneseno chemické složení studovaných drobků a pole stability LREE-fází v metapelitech podle WING *et al.* (2003). Celkové obsahy REE + Y ve studovaných drobkách jsou ve všech vzorcích uniformní (133–160 ppm) s obdobnými chondritem normalizovanými REE-křivkami. REE-křivky vykazují nabohacení o LREE s klesajícími obsahy od La po Sm, negativní Eu anomálii a plochý tvar křivky pro HREE (Obr. 6b). Obdobné obsahy REE včetně tvaru REE křivek jsou běžné i v jiných recentních a fanerozoických turbiditech pasivních okrajů kontinentů (NATHAN 1976; BHATTIA 1985; MCLENNAN *et al.* 1990).

4.4 Odraznost vitrinitu

Odraznost vitrinitu (R_r) roste směrem od jvv k ssz, tedy od nejmladšího myslejovického souvrství směrem do podloží a nejvyšších hodnot dosahuje v sedimentech protivanovského souvrství. Pro droby myslejovického souvrství bez projevů alterací detritických monazitů byly naměřené hodnoty odraznosti vitrinitu v jižní části do $R_r = 2,1$ %, na nejsevernější lokalitě až $R_r = 3,35$ %. V protivanovském souvrství, kde byly nalezeny autigen-

Tabulka 2. Reprezentativní chemické složení drob protivanovského souvrství (hlavní a vybrané stopové prvky).

vzorek 1 – droby obsahující poikilitický monazit
vzorek 2 – droby bez poikilitického monazitu, s alterovanými detritickými monazity

Table 2. Representative whole-rock chemical composition of greywackes from the Protivanov Formation (major and selected trace elements).
sample 1 – greywackes with poikilitic monazite
sample 2 – greywackes without poikilitic monazite, containing altered detrital monazite

hm. %	1	2	ppm	1	2
P ₂ O ₅	0,19	0,13	Sr	112	211
SiO ₂	68,96	69,86	Zr	230	168
TiO ₂	0,73	0,61	Th	13,10	10
Al ₂ O ₃	13,84	12,77	U	4,80	2,50
Fe ₂ O ₃	5,24	4,69	Y	23,10	19,80
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	La	24,60	22,60
MnO	0,06	0,08	Ce	52,60	44,50
MgO	1,97	1,93	Pr	6,43	5,61
CaO	0,36	1,65	Nd	25,40	22,50
Na ₂ O	2,53	2,46	Sm	5,24	4,29
K ₂ O	2,81	2,60	Eu	0,99	1,00
LOI	3,10	3,00	Gd	4,46	3,66
Total	99,83	99,85	Tb	0,71	0,62
			Dy	4,05	3,49
			Ho	0,81	0,69
			Er	2,23	1,92
			Tm	0,37	0,32
			Yb	2,24	1,95
			Lu	0,33	0,31
			REE+Y	154	133

ní monazity, dosahují hodnoty Rr = 4,05 % při bázi protivanovského souvrství a Rr = 4,16 % na severnější lokalitě. Obdobné hodnoty odraznosti vitrinitu byly naměřeny i na jiných lokalitách v protivanovském souvrství, kde autigenní monazit nevzniká, přičemž nejvyšší hodnoty jsou v severozápadní části (Rr do 4,49 %). Naměřené hodnoty odraznosti vitrinitu jsou konzistentní s daty publikovanými FRANCŮ *et al.* (2002) z okolních hornin v blízkosti studovaných lokalit Rr 3,3–4,5 %. Přepočtené odraznosti vitrinitu na maximální teploty dosažené v souvislosti s pohrbením a diagenézí sedimentů odpovídá ~ 250 °C pro vzorky ze severozápadní části Dražanské vrchoviny (protivanovské souvrství) a 120–200 °C pro vzorky z jihovýchodní části Dražanské vrchoviny (myslejovické souvrství).

5. Diskuze

5.1 Texturní a chemická charakteristika monazitu

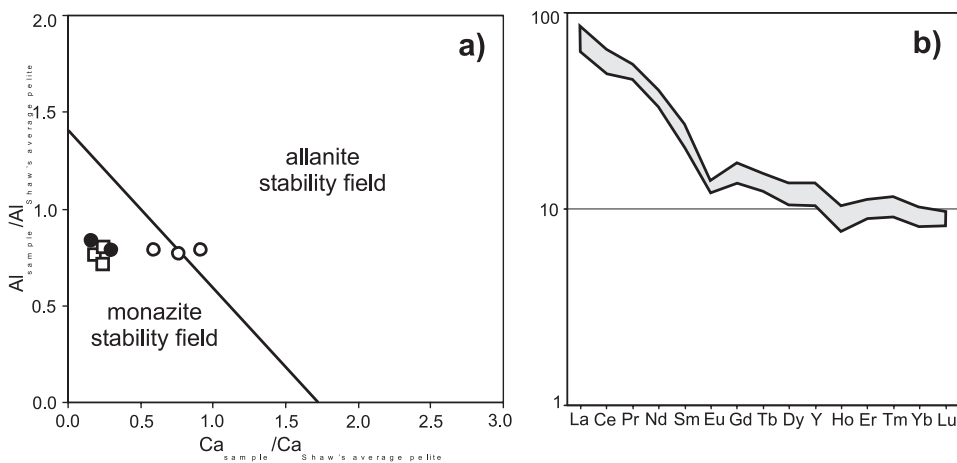
Na základě texturních pozorování lze jednoznačně vyvodit autigenní původ poikilitického monazitu: 1) tvoří zrna nepravidelného tvaru, transportem nezaoblená; 2) uzavírá drobné úlomky detritického křemene a K-zivce; 3) uzavírá čet-

né drobné inkluze jiných autigenních minerálů případně se s nimi prorůstá (křemen, chlorit, *sericit*, TiO₂ fáze, Fe oxidy/hydroxidy, rhabdofán-(Ce)).

Získané CHIME stáří poikilitického monazitu 324 ± 28 je v dobrém souladu s předpokládaným ukončením sedimentace v kulmské pánvi (325 Ma) a svědčí tedy rovněž pro diagenetický původ tohoto monazitu. Oproti tomu, nízkoteplotní metamorfni monazit v některých pískovcích (RASMUSSEN a MUHLING 2009) a břidlicích (RASMUSSEN *et al.* 2007) vznikal až stovky miliónů let po depozici a diagenézi sedimentů.

Monazit, který tvoří zrna s nepravidelnými okraji, často nodulovitěho tvaru, bohatý inkluzemi, je popsán i z mnoha jiných, diagenézi až slabou metamorfózou postižených sedimentů (BURNOTTE *et al.* 1989, MIŁODOWSKI a ZALASIEWICZ 1991, EVANS *et al.* 2002, WING *et al.* 2003, RASMUSSEN a MUHLING 2007, 2009, RASMUSSEN *et al.* 2007). Euhedrání nízkoteplotní monazit (zrna < 15 μm) je popsán pouze v práci GONZÁLES-ÁLVAREZ *et al.* (2006) z pískovců a argilitů, které prošly metamorfózou ve facii zelených břidlic ~ 400 °C.

Chemické složení nízkoteplotního monazitu je odlišné od výseteplotních monazitů magmatického či metamorfniho původu. Nízký obsah Th, U, Y a slabá negativní Eu anomálie, typické rysy poikilitického monazitu, byly pozorovány i u jiných nízkoteplotních monazitů, vznikajících ve fázi diagenéze pelitů (BURNOTTE *et al.* 1989, MIŁODOWSKI a ZALASIEWICZ 1991), ve slabě metamorfovaných pelitech (WING *et al.* 2003, JANOTS *et al.* 2008) či v pískovcích (RASMUSSEN a MUHLING 2009). Vysoký podíl středně velkých REE (od Nd po Gd) v monazitu z drob Dražanské vrchoviny vede lokálně až k převaze Nd nad Ce. Mo-



Obr. 6. Celohorninové chemické složení drob; a) Relativní obsah Ca a Al v drobách vztažený vůči průměrnému pelitu podle SHAW (1956). Význam použitých symbolů jako v Obr. 1. Diskriminační linie znázorňuje pole stability nízkoteplotního monazitu a metamorfního allanitu z metapelitů biotitové a granátové zóny barrovianského typu metamorfózy i metamorfózy typu buchan podle práce WING *et al.* (2003); b) pole chondritem normalizovaných obsahů REE a Y (pro normalizaci použita data podle TAYLORA a MCLENNANA, 1985).

Fig. 6. Whole-rock composition of greywackes; a) Whole-rock Ca and Al contents of the samples referenced to Shaw's data for average pelite (SHAW 1956). For symbols see Fig. 1. The discrimination line illustrates the relationship between whole-rock composition and the stability of low-temperature monazite and metamorphic allanite from the biotite and garnet zones of Buchan and Barrovian metapelites according to WING *et al.* (2003); b) field of chondrite normalised patterns of REE and Y (chondrite data for normalization from TAYLOR and MCLENNAN, 1985).

nažit-(Nd) je ve světě poměrně vzácný, poprvé byl popsán z alpské žíly Glogstafelberg (GRAESER a SCHWANDER 1987), později byl nalezen na některých rudních ložiscích (BOTTILL a BAKER 2008, REPINA 2008), tedy v prostředí s vysokou aktivitou fluid. Dále je popsán jako sekundární minerál z pegmatitu komplexu Wausau (HANSON *et al.* 1999).

Vstup Th a U do struktury poikilitického monazitu se jeví poněkud problematický. Vysoký přebytek sumy Ca + Si vůči Th + U + Pb při poměru Ca/(Th+U+Pb) blízkém 1 (Obr. 3) poukazuje patrně na vstup Th a U do struktury monazitu cheralitovou substitucí CaThREE_2 (do 6 mol % cheralitové komponenty) při velmi nízkém podílu huttonitové komponenty $\text{ThSiREE}_1\text{P}_1$. Zvýšený obsah Si lze nejlépe vysvětlit přítomností inkluzí křemene či jiných silikátů pod hranicí rozlišení EMP či blízko pod povrchem. Pro toto vysvětlení svědčí i určitý podíl Al či Fe v některých analýzách (viz Tab. 1).

Typický vývoj od monazitu bohatého MREE v centrální části po monazit bohatý LREE byl pozorován i v diagenetickém nodulárním monazitu v břidlicích Welshské pánve, či ve slabě metamorfovaných sedimentech Witwatersrand basin (Jižní Afrika), Stirling Range Formation či Soanesville greenstone belt (Austrálie) (RASMUSSEN a MUHLING 2007, 2009, RASMUSSEN *et al.* 2007). RASMUSSEN a MUHLING (2007) uvádí, že důvod pro tento typ zonálnosti není znám. RASMUSSEN *et al.* (2007) potvrdili, že MREE bohatý monazit v centrální části a LREE bohatý monazit v okrajové části, odpovídá dvěma rozdílným generacím monazitu různého stáří. V případě poikilitického monazitu Dražanské vrchoviny svědčí pozvolný přechod v chemickém složení od jádra k okraji, společně s výsledky CHIME datování, pro růst monazitu během jedné události a tedy proti jeho epizodickému růstu. MIŁODOWSKI a ZALASIEWICZ (1991) předpokládají, že tato zonálnost odráží vývoj diagenetických fluid v průběhu diagenese. Hlavní objem monazitu (mimo centrální partie větších zrn), bohatý LREE, patrně odráží hlavní přísun REE z rozpouštěného detritického

monazitu. Nd + MREE bohaté centrální partie větších zrn monazitu mohou odrážet obohacení pórových fluid těmito prvky vzhledem k sedimentu ve fázi ranné diagenese, které bylo experimentálně potvrzeno např. HANNIGANEM a SHOLKOVITZEM (2001). Tito autoři předpokládají, že toto obohacení souvisí s přednostním rozpouštěním blíže nedefinovaných MREE bohatých fosfátů v sedimentech. Srážení MREE bohatých fosfátů v oceánských vodách, které se následně dostanou do dnových sedimentů, považují BYRNE a KIM (1993) a BYRNE *et al.* (1996) za jeden z důležitých mechanismů vedle tzv. adsorptive scavenging (adsorbce na klesající částice, zejména jílové minerály), které ovlivňují nízké koncentrace REE v oceánské vodě.

Stroncium, které vstupuje do struktury poikilitického monazitu i okolního rhabdofánu-(Ce) a florencitu (monazit < rhabdofán < florencit), stejně tak jako zvýšený obsah Eu v tomto typu monazitu, pochází s největší pravděpodobností z rozpouštění plagioklasu (v dominantním zdrojovém materiálu - I-typových granitoidech - jsou běžné obsahy SrO v plagioklasu do 0,5 hm. %; ČOPIJKOVÁ 2007).

Chemicky odlišná jádra, uzavíraná vzácně v poikilitickém monazitu, představují s největší pravděpodobností relikt detritického monazitu. Chemické složení těchto jader (obsah Th, U, Y, tvar REE-křívky) je konzistentní s vysokoteplotním, patrně magmatickým, případně metamorfním původem, a je blízké chemickému složení jiných detritických monazitů běžně přítomných v drobkách protivanovského souvrství i na jiných lokalitách (ČOPIJKOVÁ a ŠKODA 2006).

5.2 Chování monazitu ve vztahu k diagenetické teplotě

Odrážnost vitrinitu studovaných sedimentů protivanovského souvrství hovoří pro termální zralost, odpovídající velmi slabé metamorfóze o teplotě maximálně 250 °C. Hodnoty krystalinity illitu pro studovanou oblast protivanovského souvrství publikované FRANCŮ *et al.* (1999) odpovídají na základě srovnání s grafem zralosti materiálu v pánvi (FREY a ROBINSON 1999) rovněž podmínkám velmi slabé metamorfózy - cca 220–260 °C. Hodnoty odrážnosti vitrinitu i krystalinity illitu pro protivanovské souvrství jsou velmi stále a nevykazují žádný systematický regionální trend, což FRANCŮ *et al.* (2002) interpretují jako výsledek obdobného paleotermálního vývoje celé této oblasti. Vzorky s výskytem autigenního monazitu prodělaly tedy totožný paleotermální vývoj jako vzorky, kde alterace detritického monazitu nebyly provázené růstem autigenního monazitu. V jihovýchodní části Dražanské vrchoviny (myslejovické souvrství), kde nebyl nalezen autigenní monazit a kde nebyly ani pozorovány alterace detritického monazitu, odpovídají hodnoty odrážnosti vitrinitu diagenetické teplotě 120–200 °C. Rovněž teploty odhadnuté na základě krystalinity illitu v této oblasti (FRANCŮ *et al.* 1999, FREY a ROBINSON 1999) svědčí pro obdobné paleoteploty 100–200 °C. Značně blízké hodnoty teplotního postižení získané z hodnot odrážnosti vitrinitu i krystalinity illitu svědčí pro reálnost těchto odhadů a vhodný výběr vzorků pro měření, protože hodnoty odrážnosti vitrinitu mohou být v důsledku tektonických a hydrotermálních procesů zvýšené a mohou tedy poskytovat nereálně vysoké teploty, oproti tomu vzorky břidlic ovlivněné zvětráváním mohou na základě krystalinity illitu dávat nižší teploty, než byly dosaženy při maximálním pohřbení sedimentů.

Z výsledků odrážnosti vitrinitu vyplývá, že dosažená teplota nemůže být považována za hlavní faktor kontrolující růst autigenního monazitu v sedimentech Dražanské vrchoviny, a že k alteraci detritického monazitu i k růstu autigenního monazitu dochází při teplotách maximálně 250 °C.

5.3 Chování monazitu ve vztahu k chemismu drob

Růst autigenního monazitu ve studovaných vzorcích nevykazuje žádný vztah k celkovému obsahu REE + Y v hornině, ani ke tvaru REE-křívky (Obr. 6b a Tab. 2). Rozdíly v obsahu Ca (Obr. 6a) v drobkách, společně s diagenetickou teplotou, hrají patrně hlavní roli kontrolující růst autigenního monazitu. Pro droby, kde vzniká poikilitický monazit, avšak společně s ním se vyskytuje i alterovaný detritický monazit, je charakteristický nízký obsah

Ca a teplotní postižení maximálně 250 °C. Výskyt alterovaného detritického monazitu provázený růstem fluorapatitu, rhabdofánu-(Ce) a Th-Si hydratované fáze (ČOPIJKOVÁ a ŠKODA 2006) je příznačný pro droby protivanovského souvrství s vyšším obsahem Ca. Na druhou stranu, ve vzorcích drob myselejovického souvrství, které vykazují rovněž nízký obsah Ca, avšak nižší diagenetické postižení (120–200 °C), autigenní monazit nevzniká a ani zde nedochází k alteracím detritického monazitu. Některé studie ukázaly, že detritický monazit v Ca-chudých horninách bývá stabilní až do podmínek amfibolitové facie (WILLIAMS 2001, KRENN *et al.* 2008). Oproti tomu, v metasedimentech s vyšším obsahem Ca je detritický monazit méně stabilní a je nahrazován metamorfním allanitem již při teplotách okolo 300 °C (FERRY 2000, WING *et al.* 2003, RASMUSSEN a MUHLING 2009). V sedimentech protivanovského souvrství dochází k alteracím detritického monazitu jak v Ca-chudých, tak v Ca-bohatých drobách, a to za teplot maximálně ~ 250 °C. V závislosti na chemismu drob se liší pouze vznik novotvořených minerálů, přičemž studované poikilitické monazity vznikají právě v Ca-chudých drobách.

Rozpouštění detritického monazitu a růst nízkoteplotního metamorfního monazitu v Ca-chudých pískovcích metamorfovaných za mírně vyšších podmínek facie zelených břidlic (350 °C) byly popsány i RASMUSENEM a MUHLINGEM (2009). Podobně obsah Ca a/nebo Al v hornině patrně ovlivňuje i horní mez stability nízkoteplotního monazitu. Texturně i chemicky obdobné nízkoteplotní monazity v metamorfovaných pelitech při regionální metamorfózy typu buchan i barrovian byly stabilní po Bt isográtu (400 °C a 3,5 kbar pro metamorfózu typu buchan a 475 °C a 8 kbar pro barrovianský typ metamorfózy; WING *et al.* 2003). Ve výše metamorfovaných pelitech s průměrným či nadprůměrným obsahem Ca a/nebo Al se tento nízkoteplotní monazit již nevyskytuje a je nahrazen metamorfním allanitem (viz. Obr. 6a); oproti tomu ve vzorcích s podprůměrným obsahem Ca a/nebo Al mohl nízkoteplotní monazit přežít do vyšších metamorfních podmínek (Ky zóny barrovianské metamorfózy a And a Sil zóny metamorfózy typu buchan; WING *et al.* 2003).

5.4 Zdroj REE pro vznik autigenního monazitu

Výskyt autigenního nízkoteplotního monazitu svědčí pro lokální mobilizaci REE z okolních sedimentárních hornin působením pórových fluid. REE jsou v sedimentech vázány v REE-obsahujících detritických minerálech, dále adsorbované na povrch jílových minerálů či Fe-Mn oxidů/hydroxidů, inkorporované v biogenním materiálu a ve fosfátech precipitujících již v oceánské vodě (PIPER 1974, McLENNAN 1989, BYRNE a KIM 1990, 1993, KOEPPENKASTROP a DE CARLO 1992, SHOLKOVITZ *et al.* 1994, BYRNE *et al.* 1996). Nejčastěji je vznik diagenetického monazitu v břidlicích dáván do souvislosti s uvolněním a redistribucí REE v sedimentech při rozkladu organického materiálu (EVANS a ZALASIEWICZ 1996, EVANS *et al.* 2002, WILBY *et al.* 2007). Růst monazitu ve vztahu k desorpci REE z povrchu jílových minerálů během diagenese předpokládají např. BURNOTTE *et al.* (1989) i EVANS a ZALASIEWICZ (1996). Za zdroj REE pro vznik nízkoteplotního monazitu v pískovcích Witwatersrand basin, metamorfovaných ve facii zelených břidlic považují RASMUSSEN a MUHLING (2009) detritický monazit.

Za hlavní zdroj REE pro autigenní monazit v drobách Dražanské vrchoviny lze s největší pravděpodobností považovat detritický monazit. Pro tento předpoklad svědčí zejména výskyt složených zrn monazitů s reliktem detritického jádra a autigenním okrajem, společně s výskytem alterovaných reliktních detritického monazitu. Vznik autigenního monazitu v drobách Dražanské vrchoviny patrně souvisí s rozpouštěním detritického monazitu při působení F a CO₂ obohacených diagenetických fluid (ČOPIJKOVÁ a ŠKODA 2006). Nebyl pozorován žádný přímý texturní důkaz svědčící pro spoluúčast jiných detritických minerálů obsahujících REE (allanit, zirkon, apatit, xenotim) při vzniku autigenního monazitu. Detritický zirkon a apatit se ve studovaných sedimentech jeví stabilní. Nelze však vyloučit, že část REE může pocházet z částečně korodovaného detritického granátu, alterovaného allanitu, xenotimu či biotitu. Allanit a xenotim jsou však v horninách, které přicházely do

sedimentární páne Dražanské vrchoviny kvantitativně výrazně méně zastoupené ve srovnání s monazitem. Allanit se chová nestabilně již i v nejméně diageneticky postižených sedimentech myselejovického souvrství, kde je typicky zatačován synchyzitem, méně rhabdofánem. Výskyt autigenních REE-minerálů v matrix drob je v těchto sedimentech však naprosto ojedinělý (vzácně synchyzit a rhabdofán) ve srovnání s jejich běžným zastoupením v protivanovském souvrství. Tyto skutečnosti svědčí pro jiný významný zdroj REE pro vznik autigenních REE-minerálů než je allanit. Část REE, zejména HREE a Y může pocházet i z detritického granátu, který v sedimentech protivanovského a rozstáňského souvrství vykazuje známky rozpouštění (ČOPIJKOVÁ *et al.* 2005). Rovněž nelze vyloučit, že část REE pochází z desorpce těchto prvků z povrchu jílových minerálů či Fe oxidů/hydroxidů ve fázi diagenese.

K obrůstání autigenního monazitu rhabdofánem a florencitem zřejmě dochází při poklesu teplot. Nebyl nalezen žádný texturní důkaz, na základě kterého by se dal rhabdofán považovat za prekurzor pro autigenní monazit, jak to předpokládají např. DONNOT *et al.* (1973) a MIŁODOWSKI a ZALASIEWICZ (1991). Kromě toho rhabdofán představuje běžný autigenní minerál v matrix drob, kde tvoří jehličkovité až tabulkovité agregáty až 200 μm velké i bez přímého prostorového vztahu k autigennímu monazitu. Rhabdofán je stabilní pouze za relativně nízkých teplot. AKERS *et al.* (1993) stanovili horní hranici stability rhabdofánu při $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,05\text{--}0,20$ GPa na 200 °C. Florencit představuje typický nízkoteplotní minerál často vznikající při diagenезi až velmi slabé metamorfóze Al-bohatých sedimentů (RASMUSSEN 1996, RASMUSSEN *et al.* 1998, JANOTS *et al.* 2006).

6. Závěry

Přítomnost autigenního monazitu ve velmi slabě metamorfovaných horninách není řízena pouze PT podmínkami, ale při jeho vzniku hrají významnou roli i celohorninový chemismus, interakce s fluidy či tektonický režim. Pro nízkoteplotní monazit v drobách Dražanské vrchoviny je charakteristický nepravidelný tvar a hojné inkluze jiných autigenních i detritických minerálů. Z pohledu chemismu je pro něj typický nízký obsah Th, U, Y + HREE a slabá negativní Eu anomálie. Od centra k okraji zrna může být vyvinuta výrazná zonálnost projevující se nápadnou změnou REE křivky, poklesem MREE a nárůstem La a Ce.

Za hlavní zdroj REE pro růst autigenního monazitu je považován alterovaný detritický monazit. K rozpouštění detritického monazitu a růstu autigenního monazitu dochází v souvislosti s hlubokým pohřbením sedimentů při teplotách maximálně 250 °C. Ukázalo se, že neexistuje vztah mezi dosaženou diagenetickou teplotou a druhem novotvořených REE-obsahujících minerálů (růst novotvořeného monazitu vs. růst fluorapatitu, rhabdofánu a Th-Si fáze) vznikajících při alteraci detritických monazitů. Zda rozpouštění detritických monazitů je provázené růstem autigenního monazitu, či směsí fluorapatitu, rhabdofánu a Th-Si fáze, závisí zejména na chemickém složení drob (obsahu Ca). Autigenní monazit vzniká pouze v Ca-chudých drobách.

Poděkování

Autorka děkuje Pavlu Uherovi a Petru Sulovskému za kritické pročtení rukopisu a Evě Franců za stanovení odraznosti vitrinitu a tepelné historie hornin. Práce byla vypracována s finanční podporou grantu GAČR č. 205/07/474 „Stabilita a mechanismy alterace monazitu v závislosti na teplotě 150–300 °C a chemickém složení hydrotermálních fluid“ a projektu ČGS č. 3316 „Možnosti a omezení datování monazitu z klastických sedimentárních hornin CHIME metodou na příkladu kulmských sedimentů Dražanské vrchoviny“.

LITERATURA

- AKERS, W. T., GROVE, M., HARRISON, T. M., RYERSON, F. J., 1993: The instability of rhabdophane and its unimportance in monazite paragenesis. *Chem. Geol.* 110, 169–176.
- BERGER, A., ROSENBERG, C., SCHALTEGGER, U., 2009: Stability and isotopic dating of monazite and allanite in partially molten rocks: examples from the Central Alps. *Swiss J. Geosci.* 102, 15–29.
- BHATIA, M. R., 1985: Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sediment. Geol.* 45, 97–113.
- BINGEN, B., DEMAÏFFE, D., HERTOGEN, J., 1996: Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in the orthogneisses from southwestern Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1 341–1 354.
- BOTTRILL, R. S., BAKER, W. E., 2008: A catalogue of the minerals of Tasmania. *Bulletin Geological Survey Tasmania* 73, p. 254.
- BURNOTTE, E., PIRARD, E., MICHEL, G., 1989: Genesis of gray monazites: evidence from the Paleozoic of Belgium. *Econom. Geol.* 84, 1 417–1 429.
- BYRNE, R. H., KIM, K.-H., 1990: Rare earth element scavenging in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 2 645–2 656.
- BYRNE, R. H., KIM, K.-H., 1993: Rare earth precipitation and coprecipitation behaviour: The limiting role of PO_4^{3-} on dissolved rare earth concentrations in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 519–526.
- BYRNE, R. H., LIU, X., SCHIFF, J., 1996: The influence of phosphate coprecipitation on rare earth distributions in natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3 341–3 346.
- CABELLA, R., LUCCHETTI, G., MARESCOTTI, P., 2001: Authigenic monazite and xenotime from pelitic metacherts in pumpellyite-actinolite-facies conditions, Sestri-Voltaggio Zone, Central Liguria, Italy. *Canad. Mineralog.* 39, 717–727.
- ČOPIAKOVÁ, R., 2007: Odras změn provenience v pšefitické a psamitické frakci sedimentů mysejovické ho souvrství (analýza těžkých minerálů). MS PšF, Masarykova Univerzita, Brno, p. 137.
- ČOPIAKOVÁ, R., ŠKODA, R., 2006: Detritické a autigenní REE minerály v sedimentech kulmu Dražanské vrchoviny, jejich význam pro studium provenience klastického materiálu a procesů diagenéze. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 91, 105–127.
- ČOPIAKOVÁ, R., ŠKODA, R., 2009: Clasts of Variscan rocks within the Kořenec and Račice conglomerates (Rhenohercynikum, Bohemian Massif), Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 155, 45.
- DONNOT, M., GUIGUES, J., LULZAC, Y., MAGNIEN, A., PARFENOFF, A., PICOT, P., 1973: Un nouveau type de gisement d'europium: la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paleozoïques de Bretagne. *Mineral. Deposita* 8, 7–18.
- EVANS, J., ZALASIEWICZ, J. A., 1996: U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd dating of authigenic monazite: Implications for the diagenetic evolution of the Welsh Basin. *Earth Planet. Sci. Letters* 144, 421–433.
- EVANS, J. A., ZALASIEWICZ, J. A., FLETCHER, I., RASMUSSEN, B., PEARCE, N. J. G., 2002: Dating diagenetic monazite in mudrocks: constraining the oil window? *J. Geol. Soc.* 159, 6, 619–622.
- FERRY, J. M., 2000: Patterns of mineral occurrence in metamorphic rocks. *Amer. Mineral.* 85, 1 573–1 588.
- FOSTER, G., GIBSON, D., HORSTWOOD, M., FRASER, J., TINDLE, A., 2002: Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. *Chem. Geol.* 191, 181–205.
- FRANCŮ, E., FRANCŮ, J., KALVODA, J., 1999: Illite crystallinity and vitrinite reflectance in Paleozoic siliciclastics in the Bohemian Massif as evidence of thermal history. *Geologica Carpathica* 50 (5), 65–71.
- FRANCŮ, E., FRANCŮ, J., KALVODA, J., POELCHAU, H. S., OTAVA, J., 2002: Burial and uplift history of the Palaeozoic Flysch in the Variscan foreland basin (SE Bohemian Massif, Czech Republic). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 167–179.
- FRANZ, G., ANDREHS, G., RHEDE, D., 1996: Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *Eur. J. Mineral.* 8, 1 097–1 118.
- FREY, M., ROBINSON, D., 1999: *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, p. 313.
- GONZÁLEZ-ÁLVAREZ, I., KUSIAK, M. A., KERRICH, R., 2006: A trace element and chemical Th-U total Pb dating study in the lower Belt-Purcell Supergroup, Western North America: Provenance and diagenetic implications. *Chemical Geol.* 230, 140–160.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SMITH, A. G., 2005: *A Geologic Time Scale 2004*, p. 610.
- GRAESER, S., SCHWANDER, H., 1987: Gasparite-(Ce) and monazite-(Nd): two new minerals to the monazite group from the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 67, 103–113.
- HANNIGAN, R. E., SHOLKOVITZ, E. R., 2001: The development of middle rare earth element enrichments in freshwaters: weathering of phosphate minerals. *Chem. Geol.* 175, 495–508.

- HANSON, S. L., FALSTER, A. U., SIMMONS, W. B., WEBBER, K. L., BUCHHOLZ, T., 1999: Rare-earth-element (REE) mineralization of pegmatites in the Wausau Complex, Marathon County, Wisconsin. *Rocks and Minerals*, 74, 184.
- HARTLEY, A. J., OTAVA J., 2001: Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *J. Geol. Soc.* 158, 137–150.
- JANOTS, E., ENGI, M., BERGER, A., ALLAZ, J., SCHWARZ, J. O., SPANDLER, C., 2008: Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite-monazite-xenotime phase relations from 250 to 600 °C. *J. Metamorphic Geol.* 26, 509–526.
- JANOTS, E., NEGRO, F., BRUNET, F., GOFFE, B., ENGI, M., BOUYBAOUËNE, M. L., 2006: Evolution of the REE mineralogy in HP-LT metapelites of the Sebti complex, Rif, Morocco: monazite stability and geochronology. *Lithos* 87, 214–234.
- KALVODA, J., OTAVA, J., HLADIL, J., BÁBEK, O., 1995: Nové stratigrafické údaje z bouzovského a západodrahanského kulmu. *Geol. Výzk., Mor. Slez. V r.* 1994, 51–52.
- KOEPPENKASTROP, D., DE CARLO E. H., 1992: Sorption of rare-earth elements from seawater onto synthetic mineral particles: An experimental approach. *Chem. Geol.* 95, 3–4, 251–263.
- KRENN, E., FINGER, F., 2007: Formation of monazite and rhabdophane at the expense of allanite during Alpine low temperature retrogression of metapelitic basement rocks from Crete, Greece: Microprobe data and geochronological implications. *Lithos* 95, 130–147.
- KRENN, E., USTASZEWSKI, K., FINGER, F., 2008: Detrital and newly formed metamorphic monazite in amphibolite-facies metapelites from the Motajica Massif, Bosnia. *Chemical Geol.* 254, 164–174.
- KRYZA, R., ZALASIEWICZ, J. A., CHARNLEY, N., MIŁODOWSKI, A. E., KOSTYLEW, J., TYSZKA, R., 2004: In situ growth of monazite in anchizonal to epizonal mudrocks: first record from the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains, West Sudetes, SW Poland. *Geologia Sudetica* 36, 39–51.
- LANZIROTTI, A., HANSON, G. N., 1996: Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 125, 332–340.
- LEV, S. M., MCLENNAN, S. M., MEYERS, W. J., HANSON, G. N., 1998: A petrographic approach for evaluating trace-element mobility in a black shale. *J. Sed. Research* 68, 5, 970–980.
- MCLENNAN, S. M., 1989: Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes, in: B. R. Lipin, G. A. McKay (eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Rev. Mineral.* 21, 169–200, Mineralogical Society of America, Washington.
- MCLENNAN, S. M., TAYLOR, S. R., MCCULLOCH, M. T., MAYNARD, J. B., 1990: Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep sea turbidites. Part I: Implications for crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2 015–2 050.
- MIŁODOWSKI, A. E., ZALASIEWICZ, J. A., 1991: Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite/hemipelagite mudrock sequences of Llandovery age from central Wales. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 57, 101–124.
- NATHAN, S., 1976: Geochemistry of the Greenland Group (Early Ordovician), New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.* 19, 683–706.
- PIPER, D. Z., 1974: Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary, *Chem. Geol.* 14, 285–304.
- POUCHOU, J. L., PICOIR, F., 1985: „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. *Microbeam Analysis* 20, 104–105.
- RASMUSSEN, B., BUICK, R., TAYLOR, W. R., 1998: Removal of oceanic REE by authigenic precipitation of phosphatic minerals. *Earth Planet. Sci. Letters* 164, 135–149.
- RASMUSSEN, B., 1996: Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, crandallite, gorceixite and xenotime) in marine sandstones: A major sink for oceanic phosphorus, *Am. J. Sci.* 296, 601–632.
- RASMUSSEN, B., FLETCHER, I. R., MCNAUGHTON, N. J., 2001: Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology* 29, 10, 963–966.
- RASMUSSEN, B., FLETCHER, I. R., MUHLING, J. R., 2007: In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 670–690.
- RASMUSSEN, B., FLETCHER, I. R., SHEPPARD, S., 2005: Isotopic dating of the migration of a low-grade metamorphic front during orogenesis. *Geology* 33, 10, 773–776.
- RASMUSSEN, B., MUHLING, J. R., 2007: Monazite begets monazite: evidence for the dissolution of detrital monazite and reprecipitation of syntectonic monazite during low-grade regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 154, 675–689.
- RASMUSSEN, B., MUHLING, J. R., 2009: Reactions destroying detrital monazite in greenschist-facies sandstones from the Witwatersrand basin, South Africa. *Chemical Geol.* 264, 311–327.

- RASMUSSEN, B., MUHLING, J. R., FLETCHER, I. R., WINGATE, M. T. D., 2006: In situ SHRIMP U-Pb dating of monazite integrated with petrology and textures: Does bulk composition control whether monazite forms in low-Ca pelitic rocks during amphibolite facies metamorphism? *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 3 040–3 058.
- REPINA, S. A., 2008: Monazite as an indicator of formation conditions of quartz veins at the Zhelannoe deposit, the Subpolar Urals. *Geology of Ore Deposits* 50, 7, 609–619.
- SHAW, D. M., 1956: Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry. *Geological Society of American Bulletin* 67, 919–934.
- SHOLKOVITZ, E. R., LANDING, W. M., LEWIS, B. L., 1994: Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 1 567–1 579.
- SCHULMANN, K., GAYER, R., 2000: A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. *J. Geol. Soc., London* 157, 401–406.
- SMITH, H. A., BARREIRO, B., 1990: Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.* 105, 602–615.
- ŠPAČEK, P., KALVODA, J., 1996: Mikrofaciální srovnání vápencových valounů z některých lokalit kulmu Dražanské vrchoviny. *Geol. Výzk., Mor. Slez. V r.* 1995, 127–129.
- TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M., 1985: *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publ., p. 321, Oxford.
- WATT, G. R., 1995: High-thorium monazite-(Ce) formed during disequilibrium melting of metapelites under granulite-facies conditions. *Mineral. Mag.* 59, 735–743.
- WILBY, P. R., PAGE, A. A., ZALASIEWICZ, J. A., MIŁODOWSKI, A. E., WILLIAMS, M., EVANS, J. A., 2007: Syntectonic monazite in low-grade mudrocks: a potential geochronometer for cleavage formation? *J. Geol. Soc.* 164, 1, 53–56.
- WILLIAMS, I. S., 2001: 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 J. Earth Sci.* 48, 557–580.
- WING, B. A., FERRY, J. M., HARRISON, T. M., 2003: Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 145, 228–250.

