DETRITICKÉ A AUTIGENNÍ REE MINERÁLY V SEDIMENTECH KULMU DRAHANSKÉ VRCHOVINY, JEJICH VÝZNAM PRO STUDIUM PROVENIENCE KLASTICKÉHO MATERIÁLU A PROCESŮ DIAGENESE

DETRITAL AND AUTHIGENNIC REE MINERALS FROM CULM SEDIMENTS OF DRAHANY UPLANDS, THEIR SIGNIFICANCE FOR PROVENANCE STUDY OF CLASTIC MATERIAL AND DIAGENETIC PROCESSES

RENATA ČOPJAKOVÁ & RADEK ŠKODA

Abstract

Čopjaková, R., Škoda, R., 2006: Detritické a autigenní REE minerály v sedimentech kulmu Drahanské vrchoviny, jejich význam pro studium provenience klastického materiálu a procesů diagenese. Acta Musei Moraviae, Sci. Geol., 91: 105-127.

Detrital and authigennic REE minerals from Culm sediments of Drahany Uplands, their significance for provenance study of clastic material and diagenetic processes.

Electron microprobe study of mineral chemistry, chemical age and alteration of detrital monazite as well as composition and textural position of authigenic REE minerals - rhabdophane-(Ce), synchysite-(Ce) and thorogummite - have been carried out on the samples of clastic Culm sediments from the Drahany Uplands. Detrital monazite is commonly homogeneous in BSE, only it exceptionally shows an irregular zoning. Some monazite grains are replaced by apatite and hydrated REE-minerals propagating from rim inwards and along fractures. Three different stages of detrital monazite alteration were observed: the first stage is characterized by minor depletion of heavy REE (Gd, Dy, Er), Y, Th and Pb, but it does not show any significant deviations in the ideal stochiometry. The second stage is accompanied by strong depletion of Gd, Dy, Er, Y, Th, U and Pb, the stochiometry is disrupted and totals decrease up to 98-96 wt. % of oxides. The last stage is characterized by depletion of light REE (La, Ce) and all above mentioned elements. Grade of alteration positively correlates with intensity of diagenesis from the Myslejovice to the Protivanov Formation. Unaltered detrital monazite from all stratigraphic units and monazite from pebbles in the Račice conglomerates were used for U-Th-Pb electron microprobe dating. Majority of detrital monazite from Protivanov, Rozstání and lower part of Myslejovice Formation displays Viséan age $(339 \pm 15, 331 \pm 19 \text{ and } 335 \pm 14 \text{ Ma, respectively})$. Monazite from clasts of mica-schist, orthogneiss and aplite yield similar ages: 330 ± 21 Ma, 332 ± 22 Ma and 331 ± 17 Ma, respectively. Three small grains of monazite gave late Devonian age 373 ± 49 Ma. One detrital monazite from lower part of Myslejovice Formation yielded Precambrian age 603 ± 65 Ma, which is similar to the Moravo-Silesian Zone (Brno Batholith or orthogneisses protholite). Monazite dating does not support beginning of sedimentation at the border Tournai/Viséan and diachronous deposition of the flysch formations. It also suggests similar stratigraphic range of the Protivanov, Rozstání and Lower part of Myslejovice Formation. Common authigennic minerals - rhabdophane-(Ce), thorogummite and OH analogue of synchysite-(Ce) show similar chemical composition despite they occur either as replacement of monazites or crystallize in the matrix.

Key words: REE minerals; monazite dating; alteration; diagenetic fluids; Lower Carboniferous Culm basin; provenance; Bohemian Massif

Renata Čopjaková, Radek Škoda, Joint Centre for Electron Microscopy and Microanalysis, Masaryk University and Czech Geological Survey, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic, e-mail: copjakova@sci.muni.cz

1. Úvod

Monazit je v posledních letech intenzívně vyhledávaný minerál v koncentrátech těžkých minerálů (TM) ze sedimentárních hornin, vzhledem k možnosti ho poměrně rychle a levně datovat pomocí elektronové mikrosondy a přispět tak k dešifrování provenience zdrojového materiálu klastických sedimentů. Mnohé je známo o vzniku a chování monazitu v magmatických horninách a za vysokých p-T podmínek během metamorfózy, ovšem velice kusé jsou informace o jeho chování v sedimentárním prostředí, při působení diagenetických fluid. Během metamorfózy v "suchých" horninách může být monazit stabilní až do granulitové facie (800 °C a 6 kbarů) (WATT 1995), avšak v hydrotermálních podmínkách je jeho stabilita výrazně nižší. Několika autory byly pozorovány alterace monazitu v granitech během hydrotemálních fází v souvislosti s chloritizací či sericitazací granitu při teplotách okolo 290 °C a během greisenizace při teplotách okolo 200 °C (JEFFRIES 1985; POITRASSON et al. 1996; POITRASSON et al. 2000). Během těchto hydrotermálních alterací byly monazity zatlačovány apatitem, rhabdofánem, allanitem, florencitem a blíže neidentifikovanými Ca, Th, Si-bohatými minerály. V metapelitech pozorovali NAGY et al. (2002) během metamorfózy středního stupně zatlačování monazitu rhabdofánem a florencitem a vznik rhabdofánu z REE-bohatých fluid.

Prací o stabilitě monazitu v sedimentárních pánvích během působení diagenetických fluid je velice málo. Výskyt korodovaných monazitů ze spodnoproterozoických pískovců Francevillské pánve v Gabonu popsali MATHIEU *et al.* (2001). Tyto monazity byly alterovány na agregáty hydratovaných mikrokrystalických Th-silikátů, přičemž intenzita alterací narůstala směrem do centra pánve a s hloubkou pohřbení. Tyto alterace interpretovali jako vliv vysoce salinních fluid (bohatých NaCl, CaCl, Li, Br a SO₄) při teplotě kolem 135–155 °C a tlaku 1 kbar během diagenese.

V této práci budou interpretovány výsledky studia REE minerálů v kulmských sedimentech Drahanské vrchoviny. Hlavní důraz je zaměřen na možnost datování detritického monazitu a monazitu z valounů, možné alterace monazitu působením diagenetických fluid a vznik autigenních REE minerálů. Z REE minerálů přítomných v asociacích těžkých minerálů (ATM) byl identifikován monazit-(Ce), rhabdofán-(Ce), OH analog synchysitu-(Ce) a thorogummit.

Monazit je monoklinický fosfát LREE, obvykle s dominancí Ce a vzorcem LREEPO₄. Často obsahuje několik procent Th, dále U, Ca a Si. Podíl jednotlivých REE je závislý na podmínkách vzniku a chemickém složení horniny. Monazit je běžný akcesorický minerál v kyselých intruzivních horninách i v metamorfovaných horninách, kde může vznikat v širokém rozmezí p-T podmínek od facie zelených břidlic až po granulitovou facii (FRANZ *et al.* 1996).

Rhabdofán je hexagonální fosfát REE obsahující vodu umístěnou v malých nepravidelných kanálcích s ideálním vzorcem LREEPO₄. nH₂O (VLASOV 1964). Obsah vody značně kolísá nejčastěji mezi 6,0–10,6 hm. % (BowLES a MORGAN 1984). Rhabdofán snadno při zahřátí ztrácí vodu a přechází na monazit. AKERS *et al.* (1993) definovali horní stabilitu rhabdofánu na 200 °C při tlaku H₂O 0,5–2,0 kbar.

Synchysit je monoklinický fluorokarbonát REE a Ca s obecných vzorcem $Ca(LREE, Y)(CO_3)_2F$. Podle dominantního ionu v pozici do níž vstupují REE se rozlišuje synchysit-(Ce), který je v přírodě nejhojnější, synchysit-(Nd) a synchysit-(Y). Minerály ze skupiny synchysitu jsou známy z různých geologických prostředí, jsou popsány

z karbonatitů, granitoidních hornin, sedimentárních hornin, hydrotermálních ložisek, ale i metapelitů.

Thorogummit je hydratovaný, tetragonální minerál Th s obecným vzorcem (Th, U)(SiO₄)_{1-x}(OH)_{4x}. Obvykle vzniká alterací jiných Th-bohatých minerálů např. thoritu (Th, U)SiO₄, či brabantitu (CaTh)PO₄. Pokud thorogummit vzniká alterací brabantitu, bývá P bohatý (GOLIAŠ 2002).

2. Geologická situace

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

Nástup flyšové sedimentace je dáván obvykle na hranici tournai a spodního visé (DvoŘAK 1990), ale bez žádných přímých důkazů, pouze na základě jeho pozice v nadloží tournaiských vápenců. Za nejstarší jsou považovány sedimenty *protivanovského souvrství (PS)*, které představují flyšový komplex budovaný povětšinou jemnozrnnými drobami, s podřízeným množstvím vložek prachovců a břidlic a slepenců. Podle nových nepřímých indicií o stáří protivanovského souvrství z valounů vápenců v PS lze předpokládat u jeho značné části stáří přinejmenším střednoviséské (KALVODA *et al.* 1995; ŠPAČEK a KALVODA 1996). V nadloží protivanovského souvrství leží *rozstáňské souvrství (RS)*, které je charakteristické jemně rytmickými sedimenty. Střídají se zde jemnozrnné droby, prachovce a jílovité břidlice. Jejich stáří je obvykle uváděno jako střední visé až počátek svrchního visé. Za nejmladší kulmskou jednotku jsou považovány sedimenty *souvrství myslejovického (MS)* (sv. visé). 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 před 325 Ma (GRADSTEIN *et al.* 2005).

V rámci slepenců se na základě petrografického charakteru valounů rozlišují starší *slepence račické* a mladší *lulečské*. Jedná se v obou případech o hrubozrnné polymiktní slepence (běžná velikost valounů X-X0 cm). V materiálu račických slepenců dominují valouny deformovaných leukokrátních dvojslídných ortorul, metagranitů, kyselých granitoidních hornin a kyselých vulkanitů. Dále jsou v račických slepencích běžné i valouny sedimentárních hornin (drob, břidlic a vápenců) a hornin kontaktně metamorfovaných. Ve slepencích lulečských jsou hojně zastoupeny granulity (felsické typy výrazně převažují nad mafickými), leukokrátní migmatity s biotitem, biotitické a granát-biotitické ruly. Pro lulečské slepence je charakteristická silná převaha hlubinných magmatických hornin (granity, durbachity) nad vulkanickými a nízký obsah sedimentů. Valouny středně metamorfovaných pelitů (fylity, svory) a zelených břidlic jsou přítomné vzácněji, avšak v obou typech slepenců.

Provenience klastického materiálu PS až spodní části MS je málo známá. Někteří autoři (např. ŠTELCL 1960, NESIBA 2002) uvažují o původu některých typů magmatických hornin z oblasti brněnského masivu, původ vulkanitů se předpokládá z exotického ostrovního oblouku neznámého stáří a geologické pozice (ZACHOVALOVÁ 2003) a původ valounů metamorfovaných hornin je povětšinou neznámý. Valouny ortorul dominantní v materiálu račických slepenců vykazují nápadnou podobnost s ortorulami sněžnickými a gieraltovskými orlicko-kladského krystalinika (ČOPJAKOVÁ a NOVÁK 2005). Datování žádných hornin z těchto sedimentů nebylo zatím provedeno.

Sedimenty svrchní části myslejovického souvrství s lulečskými slepenci obsahují klastický materiál derivovaný z metamorfovaných a magmatických hornin převážně z oblasti moldanubika (HARLEY a OTAVA 2001, BURIÁNEK a NOVÁK 2002, ČOPJAKOVÁ *et al.* 2005) a v malé míře z metamorfovaných hornin (svorů, mramorů) morávních příkrovů (HOUZAR a NOVÁK 2002, ČOPJAKOVÁ a NOVÁK 2003).

3 Metodika práce

Pro účely analýz chemického složení REE minerálů byly z ATM připraveny zrnové nábrusy a z horninových valounů leštěné výbrusy. Výbrusy a nábrusy byly napařeny uhlíkem. Analýzy chemického složení vybraných minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě CAMECA SX100 ve vlnově disperzním módu. Přehled lokalit, na nichž byly REE minerály v koncentrátech TM studovány, je znázorněn na obr. 1.

Monazity byly analyzovány při urychlovacím napětí 15 kV, proudu 80 nA a průměru svazku < 1 μ m. Ostatní, pod elektronovým svazkem méně stabilní REE minerály byly analyzovány při 15 kV, proudu 20 nA (rhabdofán) nebo 10 nA (synchysit, thorogummit) a průměru svazku 5–10 μ m. 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 20–60 s. Byly použity následující standardy: U – U, Pb – PbSe, Th – ThO₂, P – apa-



- Obr. 1. Schematizovaná geologická mapa a stratigrafické schéma kulmu Drahanské vrchoviny se zobrazenými lokalitami na nichž byly studovány detritické monazity a hydratované minerály REE. Černé kosočtverce BK; černé čtverce PS; bílé kosočtverce RS; bílé čtverce spodní část MS.; G.Z. goniatitová zóna; Fm. Formation (souvrství) (modifikováno podle HARTLEY a OTAVA 2001).
- Fig. 1. Stratigraphy and schematic geological map of the Culm sediments of the Drahany Uplands with marked studied localities with detrital monazites and hydrated REE minerals. Black diamonds – "Bouzov Culm", black squares – Protivanov Fm., open diamonds – Rozstání Fm., open squares – lower part of Myslejovice Fm.; G.Z. – goniatite zone; Fm. – Formation; (modified from HARTLEY and OTAVA 2001).

tit, Y - YAG, La - LaB₆, Ce - CeAl₂, Pr - PrF₃, Nd - NdF₃, Gd - GdF₃, Sm - SmF₃, Dy - DyP₅O₁₄, Er - YErAG, Al - almandin, Si - andradit, Ca - andradit, Fe - andradit, Mn - rhodonit, V - vanadinit, S - baryt, F - fluorapatit. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (POUCHOU a PICHOIR 1985). Protože analytická čára F K α významě koinciduje s čárou Ce M ζ a tuto koincidenci nelze primárně odstranit žádnou z možných metod, byl obsah F pro každou analýzu dodatečně snížen o příspěvek vyvolaný obsahem Ce za použití předem důkladně prověřené závislosti odpovídající rovnici - F = Ce₂O₃×0,0207. Například 25 hm. % Ce₂O₃ přitomných v běžném synchysitu-(Ce) nadhodnotí obsah F přibližně o 0,52 hm. %.

Mikrosondových analýz monazitu bylo využito pro tzv. chemické datování (CHIME), které je založeno na obsahu U, Th a Pb v monazitu za předpokladu, že monazit neobsahuje žádné neradiogenní olovo (PARRISH 1990). Stáří monazitu je spočteno metodou podle MONTELA *et al.* (1996). Vzhledem k tomu, že analytická čára Pb M α je částečně ovlivněná interferenci s čárou Y L γ_2 a čárami Th M ζ_1 a Th ζ_2 , bylo potřeba provést korekci na interferenci Y a Th na obsah Pb stanoveného na čáře M α . Analytická přesnost stanovení Pb na čáře M β je i po korekci na tyto interference vyšší, než analytická přesnost dosažitelná při použití čáry Pb M α , kde k žádné interferenci nedochází. Protože monazit je velmi odolný vůči metamiktizaci, je ztráta olova v důsledku nahromadění radiačních defektů mřížky nepravděpodobná (MELDRUM *et al.* 1997). Homogenita dat je ověřována pomocí konstrukce isochron Th*-Pb (kde Th* je součet naměřeného obsahu U), která pomůže odhalit, zda zkoumané vzorky (ne)obsahují monazity různého stáří.

4. Výsledky

4.1. REE minerály v kulmu Drahanské vrchoviny

Monazity jsou běžnou akcesorií jak ve valounech metamorfovaných a magmatických hornin, tak v ATM. Studovány byly monazity z valounů račických slepenců a detritické monazity ze všech stratigrafických jednotek mimo svrchní část MS, o jehož původu převážně z varisky konsolidovaného moldanubika není pochyb a valouny vybraných horninových typů z lulečských slepenců datovala již KOTKOVA *et al.* (2003).

Detailněji byly studovány monazity z valounů deformovaných dvojslídných ortorul, jež v račických slepencích výrazně převládají, monazity ze svorů a aplitů. Monazity ve valounech metamorfovaných hornin jsou nejčastěji uzavřeny ve slídách, v magmatických horninách jsou běžně uzavřeny i v jiných hlavních horninotvorných minerálech (křemeni a živcích), ale i např. v zirkonech. Tvoří nejčastěji sloupečkovitá hypautomorfně omezená zrna velká X-X0 µm a v BSE obraze na nich nebyly patrné stopy koroze či zatlačování jinými minerály.

Detritické monazity jsou v ATM vzácné, obvykle do 1 %, avšak vzhledem ke svému vysokému střednímu atomovému číslu v BSE obraze velice nápadné. Detritické monazity v ATM tvoří obvykle samostatná zrna velká kolem 50 μ m, ojediněle až 100 μ m, někdy jsou přítomny jako drobná zrna o velikosti kolem 10–20 μ m uzavřená v křemeni či zirkonu (obr. 2a, b, c). Nízký obsah monazitu v ATM bude částečně ovlivněn i jeho malou velikostí ve zdrojových horninách, běžně tvoří zrna o velikosti 10–40 μ m, která se při sítování podrcené droby dostanou do podsítné frakce. Monazity o velikosti podsítné frakce se dostanou do koncentrátu pouze tehdy, zůstanou-li po drcení uzavřeny v jiném minerálu.

Detritické monazity jsou v BSE obraze obvykle homogenní (obr. 2a), někdy vykazují nepravidelné zonálnosti (obr. 2b). Světlejší partie jsou zejména bohatší Th. Monazity s magmatickou růstovou zonálností nebyly pozorovány. U několika zrn byly patrné alterace od okrajů a podél prasklin, monazity byly zatlačované fluorapatitem a rhabdofánem s inkluzemi thorogummitu menšími než 2 µm (obr 2d). Jedno detritické zrno monazitu



- Obr. 2. Detritické monazity z kulmských sedimentů Drahanské vrchoviny v BSE obraze; a) homogenní zrno monazitu; b) nehomogenní zrno monazitu. Světlejší partie jsou Th a La bohatší a chudší REE od Pr po Er; c) zrno monazitu společně s dlouze sloupečkovitým apatitem uzavřené v zirkonu; d) korodované zrno monazitu, od okrajů a podél prasklin zatlačové apatitem; e) korodovaný relikt monazitu zatlačovaný apatitem a blíže neidentifikovaným REE minerálem (světlejší partie v apatitu); f) silně korodovaný monazit.
- Fig. 2. BSE images of detrital monazites form the Drahany Uplands; a) homogeneous monazite grain; b) inhomogeneous monazite grain brighter areas are Th and La rich and Pr to Er poor; c) monazite grain together with elongated apatite crystals enclosed in the zircon; d) altered monazite grain replaced from rim inwards and along fractures by apatite; e) relict of monazite replaced by mixture of apatite and poorly defined REE mineral; f) highly altered monazite.



- Obr. 3. Hydratované autigenní minerály REE v BSE obraze; a) agregát hrubě jehlicového rhabdofánu v asociaci s apatitem, chloritem a křemenem; b) agregát jemně jehličkovitého rhabdofánu a asociaci s oxidy či hydroxidy železa a jílovými minerály; c) jemně jehličkovitý až tabulkovitý rhabdofán s inkluzemi thorogummitu; d) nehomogenní, porézní thorogummit; e) agregát hrubě jehlicového synchysitu-(Ce) s drobnými inkluzemi thorogummitu, prostory mezi jehlicemi jsou částečně vyplněny apatitem a TiO₂ fází, f) agregát jehlicového synchysitu-(Ce), prostory mezi jehlicemi jsou částečně vyplněny křemenem a TiO₂ fází.
- Fig. 3. BSE images of authigenic REE minerals. a) aggregate of needle-like rhabdophane crystals associated with apatite, chlorite and quartz; b) aggregate of needle-like rhabdophane crystal associated with Fe (hydro)oxides and clay minerals; c) fine needle-like and lathy crystals of rhabdophane with thorogummite inclusions; d) inhomogeneous and porous thorogummite; e) aggregate of lathy crystals of synchysite-(Ce) with fine inclusions of thorogummite. The space among synchysite crystals are filled by apatite and TiO₂-minerals; f) aggregate of lathy crystals of synchysite-(Ce). The space among synchysite

Monazity 1-3 detritické monazity ty I, monazity 4-5 detritické monazity typ II, monazity 6-8 monazity z valounů (6 - aplit, 7 - svor, 8 - dvojslídná ortoru-Tabulka I. Chemické složení REE minerálů (monazitu, rhabdofánu, thorogummitu a synchysitu) z kulmu Drahanské vrchoviny.

(a), monazity 9-11 korodované zrno detritického monazitu (9 - nealterovaný relikt monazitu, 10 - alterovaný typ A, 11 - alterovaný typ B). Chemical composition of REE minerals (monazite, rhabdophane, thorogummite and synchysite) from Drahany Uplands. Table 1.

Monazite 1-3 detrital monazite type I, monazite 4-5 detrital monazite type II, monazite 6-8 monazite from pebbles (6 - aplite, 7 - mica-schist, 8 - two-mica orthogneiss), monazite 9-11 highly altered monazite (9 - nonaltered monazite relict, 10 - altered type A, 11- altered type B).

					mona	azit						rhabde	otán	Tgm	synch	ysit
	Mni	z detrit ty	p I	Mnz detr	it typ II	Mr	ız valour	y.	koro	d. zrno N	Zu					
	-	2	e	4	2	9	7	8	6	10	11	-	N	-	-	N
So₃	00'00	00'0	00'00	00'0	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	00'00	00'00	0,25	2,33	00'0	00'00	0,02
P ₂ 0 ⁵	30,32	29,10	27,48	30,40	29,97	29,67	30,03	27,08	30,11	28,14	28,64	27,65	25,25	10,18	00'00	00'00
< 205 05	00'00	00'0	00'00	00'0	00'00	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0	00'00	00'0	00'00	00'00	00'0
As_2O_5	00'00	00'00	00'00	00'0	00'00	0,02	00'0	00'00	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	00'00	00'00	00'00
SiO2	0,36	0,91	1,55	0,68	06'0	0,46	0,57	2,27	0,23	4,21	1,98	0,56	0,68	12,11	0,26	0,20
UO₂	0,33	0,31	0,92	0,67	0,61	3,77	0,47	0,66	1,03	0,06	0,03	00'00	0,14	0,86	0,08	0,09
ThO ₂	4,12	9,51	15,59	5,60	5,72	12,45	7,44	9,36	4,41	0,45	0,20	1,00	3,69	52,41	1,93	2,94
La_2O_3	13,55	8,95	11,87	15,52	14,98	7,22	13,72	15,29	12,39	15,40	4,41	12,71	12,59	0,31	11,81	13,90
Ce_2O_3	28,16	26,06	23,93	30,34	29,45	20,49	28,62	30,08	26,96	31,31	21,68	24,41	23,33	1,09	21,17	23,01
$Pr_{2}O_{3}$	2,92	3,32	2,37	3,07	2,98	2,41	2,73	2,83	3, 11	3,13	4,37	2,47	2,32	0,34	1,97	1,82
Nd ₂ O ₃	10,74	14,38	8,30	11,00	10,70	8,84	10,23	9,34	11,85	10,88	23,56	9,17	7,67	1,02	8,57	7,13
Sm_2O_3	1,97	2,93	1,74	1,77	1,87	3,29	1,70	1,61	2,47	1,62	6,63	1,92	1,35	0,52	1,48	0,56
Gd_2O_3	1,46	1,72	1,22	0,64	0,61	2,70	1,11	0,87	1,84	0,79	2,67	1,42	0,94	0,96	2,00	1,05
Dy_2O_3	0,93	0,41	0,64	00'0	00'00	1,29	0,38	0,25	0,77	0,19	00'0	0,33	0,24	0,94	0,24	0,16
$Er_{2}O_{3}$	0,27	0,06	0,12	00'0	00'00	0,13	0,10	0,04	0,15	0,04	0,05	0,13	0,15	0,44	00'00	0,09
≺ ₀0₃	3,46	06'0	1,95	0,05	0,13	3,14	1,61	0,73	2,59	0,44	0,64	2,02	1,83	4,63	1,45	1,07
AI_2O_3	00'00	00'00	00'00	00'0	00'00	00'0	00'0	00'00	00'0	1,42	0,71	0,69	0,33	1,47	0,05	0,04
MnO	00'00	00'00	00'00	00'0	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	0'09	00'00	00'00
FeO	00'00	0,16	0,07	00'0	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	0,09	00'0	2,40	3,49	1,08	1,89	0,72
PbO	0,08	0,15	0,26	0,11	0,10	0,36	0,15	0,18	0,16	0,01	0,02	0,52	0,15	0'0	00'00	0,05
CaO	0,99	1,58	2,41	1,03	0,97	3,23	1,43	0,44	1,07	0,15	0,24	5,53	7,19	2,05	18,36	19,31
ш	00'00	00'00	00'00	00'0	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	0,46	2,67	2,43
-0=F	00'00	00'0	00'00	00'0	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	-0,19	-1,12	-1,02
H ₂ 0 *															4,63	4,80
CO2 *															28,59	28,96
Celkem	99,66	100,44	100,44	100,88	98,99	99,46	100,32	101,02	99,11	98,32	95,84	93,18	93,67	90,82	106,02	107,26

					mona	zit						rhabdo	ofán	Tgm	synch	ysit
	Mnz	detrit typ	-	Mnz detri	t typ II	Mn	z valouny	,	koroc	i. zrno M	nz					
	-	2	e	4	5	9	7	80	6	10	11	-	N	-	-	N
S ⁶⁺	00'00	00'00	00'0	00'0	00'0	0,00	00'00	00'0	00'00	00'0	00'00	0,01	0,06	00'00	00'0	00'0
Р5*	0,99	0,97	0,93	0,99	0,99	0,98	0,99	0,91	1,00	06'0	0,96	0,94	0,85	0,41	00'00	00'0
√⁵+	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'0	0,00	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'00	00'00	00'00	00'0
As ⁵⁺	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'00	00'00	00'00	00'0
Si ⁴⁺	0,01	0,04	0,06	0,03	0,04	0,02	0,02	0'09	0,01	0,16	0,08	0,02	0,03	0,58	0,01	0,01
subtot	1,01	1,00	0,99	1,02	1,03	1,00	1,01	1,00	1,01	1,06	1,04	0,96	0,94	1,00		
U ⁴⁺	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	00'0	00'0	00'0	0,00	0,01	0,00	0,00
Th ⁴⁺	0,04	0,08	0,14	0,05	0,05	0,11	0,07	0,08	0,04	00'0	00'00	0,01	0,03	0,57	0,02	0,03
La ^{3,}	0, 19	0,13	0,17	0,22	0,22	0,10	0,20	0,22	0,18	0,21	0,06	0,19	0,19	0,01	0,22	0,26
Ce ³⁺	0,40	0,37	0,35	0,43	0,42	0,29	0,41	0,44	0,39	0,43	0,31	0,36	0,34	0,02	0,39	0,42
$Pr^{^{3+}}$	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,03	0,01	0,04	0,03
Nd^{3+}	0,15	0,20	0,12	0,15	0,15	0,12	0,14	0,13	0,17	0,15	0,33	0,13	0,11	0,02	0,16	0,13
Sm ³⁺	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0'09	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01
Gd ³⁺	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02
Dy ³⁺	0,01	0,01	0,01	00'00	00'00	0,02	00'0	00'00	0,01	00'0	00'00	00'00	00'00	0,01	00'00	00'0
Er ³⁺	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'0	00'00	0,00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'00	0,01	00'00	00'0
\downarrow^{3+}	0,07	0,02	0,04	00'00	00'00	0,07	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0,04	0,04	0,12	0,04	0,03
AI^{3+}	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	0,06	0,03	0,03	0,02	0,08	00'00	00'0
Mn^{2+}	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'0	00'00	0,00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'00	00'00	00'00	00'0
Fe ²⁺	00'00	0,01	00'0	00'00	00'00	00'0	00'00	0,00	00'00	00'0	00'00	0,08	0,12	0,04	0,08	0,03
Pb	00'00	00'00	00'0	00'00	00'0	00'0	00'00	00'00	00'00	00'0	00'00	0,01	00'0	00'00	00'00	00'0
Ca ²⁺	0,04	0,07	0,10	0,04	0,04	0,14	0,06	0,02	0,04	0,01	0,01	0,24	0,31	0,11	1,00	1,04
subtot	0,99	1,00	1,03	0,97	0,96	1,00	0,99	1,00	0,99	0,96	0,96	1,17	1,22	1,03		
°*+ *															1,99	1,99
suma cat															4,01	4,00
Ť															1,57	1,61
0 ⁵⁻	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,97	6,57	6,61
íц	00'00	00'00	00'0	00'00	0,00	0,00	0,00	00'00	00'00	00'0	00'00	00'00	00'00	0,07	0,43	0,39
suma an.															7,00	7,00

bylo přítomné pouze jako korodovaný relikt, od okrajů zatlačený směsí apatitu a blíže neidentifikovatelného REE minerálu (obr. 2e). Vzhledem k tomu, že apatit společně s fází REE tvoří porézní směs, v níž zejména REE fáze se vyskytuje jako rozptýlená, velice drobná zrna, nelze provést jejich dobré kvantitativní analýzy. Několik zrn v oblasti tzv. bouzovského kulmu (severozápadní část protivanovského souvrství; dále jen BK) bylo přítomných pouze jako silně korodované relikty s výrazně nehomogenním chemickým složením (obr. 2f).

Hydratované minerály REE (rhabdofány, synchysity a thorogummity) byly přítomné na většině ze studovaných lokalit, chyběly pouze na jedné lokalitě ze spodní části MS. Hydratované minerály REE, zejména rhabdofány a synchysity jsou v ATM hojnější než monazity, přičemž jejich podíl je nejvyšší v oblasti BK a v sedimentech PS a nejnižší podíl je v MS. Tyto minerály tvoří obvykle agregáty drobně jehličkovitých až tabulkovitých krystalků, velkých 20-120 µm (obr. 3a, b, c, e). Vzhledem k jejich charakteristickému habitu a vysokému střednímu atomovému číslu jsou v BSE obraze mezi ostatními minerály velice dobře rozlišitelné. Prostory mezi jednotlivými jehlicemi jsou mnohdy vyplněny křemenem, jílovými minerály či kalcitem. Často se vyskytují rovněž v asociaci s drobnými xenomorfními zrny Ti-minerálů, Fe-oxidů a hydroxidů a někdy taky apatitu, ojediněle i jehličkovitého allanitu. Přítomnost těchto ostatních minerálů znemožňuje jednoznačnou identifikaci rhabdofánu a synchysitu v ATM pod binokulární lupou. Ve valounech obdobné agregáty rhabdofánu ani synchysitu nebyly pozorovány. Výskyt rhabdofánu a synchysitu v podobě agregátů drobně jehličkovitých krystalů hovoří proti jejich detritickému původu a jsou považovány za autigenní, stejně tak jako křemen, jílové minerály či karbonáty a ostatní minerály vyplňující prostor mezi jehličkovitými krystaly REE minerálů, které představují tmel drob.

Hydratované minerály Th jsou rovněž běžně nalézány v koncentrátech TM. Tvoří samostatná, obvykle porézní, nehomogenní zrna velká X0 μ m (obr. 3d) nebo drobné inkluze (X μ m) v jiných hydratovaných REE minerálech, nejčastěji v rhabdofánech, ale i synchysitech (obr. 3c, e). Vzhledem k tomu, že oba strukturní typy vykazují obdobné chemické složení a rhabdofány a synchysity, v nichž jsou často uzavřeny považujeme za autigenní, usuzujeme na autigenní původ i těchto hydratovaných minerálů Th.

4.2 Chemické složení monazitu

Ve většině zrn monazitů byly v závislosti na velikosti provedeny 1 až 4 analýzy, pouze na několika vybraných zrnech zajímavých z pohledu studia alterací bylo provedeno více analýz. Vybrané analýzy monazitu detritického i z valounů jsou uvedeny v tab. 1.

Obsah Th je u detritického monazitu výrazně variabilní a pohybuje se v rozmezí 0,017-0,147 apfu (1,90-16,58 hm. % ThO₂) s výrazným maximem kolem 5-10 hm. % a méně výrazným maximem kolem 15 hm. %. Obsah U kolísá mezi 0,001-0,013 apfu (0,13-1,51 hm. % UO₂). Obsah Y kolísá od 0,000 do 0,087 apfu (0,00-4,24 hm. % Y₂O₃), což odpovídá zastoupení až 10 % xenotimové komponenty.

Z obrázku 4 je patrné, že se v detritických monazitech uplatňuje především brabantitová substituce CaThREE₂. Huttonitová substituce ThSiREE₁P₁ je vyvinuta v mnohem menší míře. V drobách RS a MS je vstup Th do struktury monazitu umožněn především brabantitovou substitucí (4–12 %), která převládá nad huttonitonou (0–7 %), přičemž obsah huttonitové komponenty vzrůstá s rostoucím obsahem brabantitové molekuly. Rovněž u monazitů z PS a BK obvykle (až na výjimky) převládá zastoupení brabantitové molekully (1–8 %) nad množstvím huttonitové molekuly (0–3 %, ojediněle 7–8 %). Avšak mezi jednotlivými substitucemi nelze vysledovat žádnou významnou závislost.

Na základě distribuce REE byly vyčleněny dva typy detritických monazitů (obr. 5a). Typ I, jehož distribuce REE odpovídá běžnému monazitu a typ II, který je výrazně ochuzen o těžší REE a Y. Typ I se vyskytuje ve všech sedimentárních jednotkách, typ II je svým

Obr. 4. Podíl huttonitové a brabantitové molekuly v monazitech Drahanské vrchoviny; a-b) detritické monazity: kolečkamonazity typ I; trojúhelníky-monazity typ II; a) PS (černé symboly) včetně BK (bílé symboly; b) RS (černé symboly) a MS (bílé symboly); c) monazity z valounů račických slepenců; trojúhelníky - aplity; kolečka - svory; čtverečky - ortoruly (použité grafy podle BROSKA et al. 2000). Fig. 4. Amount of huttonite and brabantite molecule in monazite from Drahany Uplands; a-b) detrital monazite: circle-detrital monazite of type I; triangle-detrital monazite of type II; a) Protivanov Fm. (black symbols) including "Bouzov Culm" (white symbols); b) Rozstání Fm. (black symbols) and Myslejovice Fm. (white symbols); c) monazite from Račice conglomerate pebbles; triangles - aplites, circles - mica-schists, squares orthogneisses; (used graph type from BROSKA et al. 2000).



výskytem omezen pouze na PS a BK. Poměr monazitu typu I ku monazitu typu II v PS včetně BK je přibližně 2:1. Vzhledem k tomu, že obsahy Dy a Er byly v některých případech již pod mezí detekce, byl pro charakterizování tvaru REE křivky použit poměr

La/Gd. Poměr La/Gd kolísá u detritických monazitů v širokém rozpětí (3,3-48,6), přičemž pro typ I je tento poměr 3,3-16,8 a pro typ II 11,0-48,6.

Korodované relikty monazitů (obr. 2 f) přítomné v bouzovském kulmu vykazují velkou variabilitu ve svém chemismu. V centrální části zrna složení odpovídá monazitu, analýzy dávají sumu kolem 100 hm. % oxidů, po přepočtu jsou dokonale stechiometrické, obsahují kolem 4,5 hm. % ThO₂ a přibližně 1 hm. % UO₂. Obsahy Pb se pohybují kolem 0,2 hm. % PbO, množství Y dosahuje 2,6 hm. % Y_2O_3 . Křivka normalizovaných obsahů REE se ničím nevymyká od ostatních detritických monazitů (obr. 4f). V ostatních částech zrna mají analýzy nižší sumy mezi 96–98 hm. %, mají mírně narušenou stechiometrii (přebytek na pozici P a deficit na pozici do níž vstupují REE), obsah ThO₂ je velice nízký kolem 0,1–0,8 hm. %, klesá i množství Y 0,64–0,41 hm. % Y_2O_3 , obsah U a Pb je kolem meze detekce a křivky normalizovaných obsahů REE vykazují výrazné anomálie dvojího typu (typ A a B), viz obr. 2f a tab. 1.

Typ A – Oproti původnímu složení došlo k výraznému ochuzení o těžší vzácné zeminy (Gd, Dy, Er) a Y, ojediněle byly ochuzeny i o Sm, dominantní však vždy zůstává Ce. Jedná se o převažující typ, pozorovaný na více zrnech korodovaných reliktů. REE křivky tohoto typu jsou srovnatelné s křivkami detritických monazitů typ II, na nichž v BSE obraze nebyly pozorovatelné žádné známky koroze.

Typ B – v distribuci REE došlo k výraznému ochuzení nejen o těžké vzácné zeminy (Dy, Er) a Y, ale i o lehké (La, Ce). Výsledkem je tedy mírná převaha Nd (0,334-0,371 apfu Nd) nad Ce (0,283-0,315 apfu Ce).

Pro monazity z deformovaných ortorul je charakteristický variabilní obsah huttonitové komponenty (1-10%) při konstantním obsahu brabantitové komponenty 1-3%. Monazity ze svorů mají střední obsahy Th (3,2-10,5 hm,%), které vstupuje do struktury dominantní brabantitovou substitucí (2-8%) s huttonitovou substitucí do 5% (obr. 4c). Z pohledu tvaru REE křivek jsou si monazity z ortorul a svorů velice blízké a srovnatelné s křivkami detritických monazitů typ I (obr. 5b).

Monazity z valounů aplitů jsou bohaté Th $(6,2-13,3 \text{ hm. }\% \text{ ThO}_2)$ a U $(0,5-4,0 \text{ hm. }\% \text{ UO}_2)$, přičemž Th a U do nich vstupuje dominantní brabantitovou substitucí (5-14 %) (obr. 4c). Jsou nabohacené o Y a těžší vzácné zeminy (od Sm) a ochuzeny o La a v menší míře i Ce, což se na křivce normalizovaných obsahů REE projevuje jako výrazný tetrádový efekt (obr. 5b) a poměr La/Gd je relativně nízký 2,3-4,9.

4.3 Datování monazitu

Vzhledem ke skutečnosti, že v kulmských sedimentech je do této doby velice málo přímých geochronologických údajů, využili jsme pro datování analýz monazitů z PS, RS a spodní části MS. Ve svrchní části MS nebylo datování monazitů provedeno, protože zde byly datovány valouny některých typů hornin, již jinými autory (viz kapitola 5 diskuse). Z PS včetně BK bylo datováno celkem 13 detritických zrn, z RS 11 zrn a ze spodní části MS 5 zrn detritických monazitů.

Většina detritických monazitů ze všech stratigrafických jednotek dává viséské stáří, přičemž u žádného zrna nebylo nalezeno starší jádro. Vážený průměr pro stáří monazitů z PS včetně BK je 339 ± 15, pro RS 331 ± 19 Ma a pro spodní část MS 335 ± 14 Ma. Mezi stářím těchto detritických monazitů z jednotlivých stratigrafických úrovní není statisticky významný rozdíl. Z obr. 6 je zřejmé, že obsahy Th* versus Pb u detritických monazitů viséského stáří ze všech stratigrafických jednotek leží téměř ideálně na jedné přímce a jsou tedy stejného stáří. Některé detritické monazity dávají při okraji zrn a u některých drobných monazitů i v rámci celého zrna vzhledem k předpokládanému ukončení sedimentace v kulmské pánvi (325 Ma) nereálně nízké věky (318–268 Ma). Tyto analýzy jsme ze souboru vyloučili a při výpočtu průměrných věků se s těmito analýzami nepočítalo. Výsledky datování jednoho z monazitů, na němž bylo provedeno více analýz jak ve středu zrna tak při okraji, kde některé analýzy dávají nereálně nízké věky, jsou znázorněny na obr. 7. Nutno zdůraznit, že analýzy detrititických monazitů s nízkými obsahy HREE (typ II), které jsou přítomné v některých monazitech PS a PK, ve většině případů dávají právě nereálně nízké věky.

Obdobné variské stáří jako většina detritických monazitů poskytují i monazity z deformovaných dvojslídných ortorul (332 ± 22 Ma), ze svorů (330 ± 21 Ma) i granátických aplitů (331 ± 17 Ma). Z grafu Th*-Pb je patrno, že detritické monazity viséského stáří (jejichž průměrný věk ze všech stratigrafických jednotek je 335 ± 9 Ma) a monazity z valounů svorů, deformovaných dvojslídných ortorul a aplitu leží na jedné isochroně a poskytují tedy stejné stáří, viz obr. 6. Spočteme-li vážený průměr pro stáří monazitů z valounů, získáme číslo 332 ± 9 Ma.

Pouze ojediněle byla přítomná malá zrna monazitů (X μ m v průměru), která dávala poněkud vyšší stáří s průměrným věkem 373 ± 49 Ma. Zrna s tímto vyšším stářím byla nalezena jak v PS, tak v RS i MS, vždy po jednom zrnu. Vzhledem k jejich malé velikosti byla v každém z nich provedena pouze jedna analýza. Ačkoli se jedná pouze o tři analýzy, proložíme-li v grafu Th* versus Pb těmito body přímku, směřuje poměrně dobře do počátku souřadnicového systému (y = 0,0165x + 0,002) a všechny tři body leží na této přímce téměř ideálně (hodnota korelačního koeficientu je 0,9997). Tato isochrona v obr. 6 není z důvodu nepřehlednosti znázorněna.

Pouze jedno zrno korodovaného monazitu, zatlačovaného směsí apatitu a jiného, blíže neidentifikovaného REE minerálu, ze spodní části myslejovického souvrství, poskytlo stáří vyšší 603 ± 65 Ma na základě dvou analýz. Samotný relikt monazitu se jeví chemicky homogenní. Okolní apatit představuje fluorapatit s poměrně vysokými obsahy REE, nelze však vyloučit, že se jedná o submikroskopickou směs fluorapatitu a malého množství jiného REE minerálu pod hranicí rozlišení elektronové mikrosondy. Vzhledem k malému počtu analýz nebyla pro monazity tohoto stáří v grafu Th*-Pb vynesena isochrona.

4.4 Chemické složení autigenních REE minerálů

4.4.1 Rhabdofán-(Ce)

K tomuto minerálu byly přiřazeny detritické fosforečnany REE, jejichž analytická suma se pohybuje od 91,53-94,76 hm. % oxidů, což přibližně odpovídá 0,5-1,0 apfu H_2O a v pozici do níž vstupují REE dominuje Ce (viz tab. 1).

Po přepočtení na sumu anionů = 4 podle obecného vzorce pro rhabdofán LREEPO₄. nH₂O dostaneme deficit kationů v tetraedrické pozici s P a přebytek v pozici s REE. Vedle P vstupuje do stejné pozice i Si (0,012-0,080 apfu; 0,30-2,01 hm. % SiO₂) a v menší míře i S (0,000-0,058 apfu; 0,00-2,46 hm. % SO₃). Suma kationů v této pozici se pohybuje od 0,916-0,996 apfu.

Distribuce REE vykazuje značné nabohacení lehkými REE. Obsahy Y se pohybují od 0,030-0,057 apfu; 1,42-2,73 hm. % Y_2O_3 . Množství Th je poměrně nízké (0,009-0,061 apfu; 1,00-6,61 hm. % ThO₂) a výrazně převyšuje nad U (do 0,002 apfu; maximálně 0,19 hm. % UO₂). Vysoké jsou obsahy Ca (0,237-0,370 apfu; 5,53-8,49 hm. % CaO), Fe kolísá od 0,000 do 0,117 apfu (0,00-3,49 hm. % FeO). Množství Al se pohybuje od 0,005 do 0,045 apfu (0,11-0,99 hm. % Al₂O₃). Pb je přítomno v poměrně vysoké koncentraci a to 0,002-0,006 apfu (0,15-0,54 hm. % PbO). Suma kationů v pozici REE se pohybuje od 1,084-1,222. Z křivky normalizovaných obsahů REE je patrná Dy negativní anomálie a poměr La/Gd kolísá v nepříliš velkém rozmezí mezi 9,9-20 (obr. 4c).

4.4.2 Flourokarbonáty Ca a REE

Všechny analyzované fáze odpovídají svým chemismem synchysitu-(Ce). Po přepočtení na krystalochemický vzorec synchysitu Ca(LREE,Y)(CO)₂F, poměr Ca vs REE odpovídá přibližně 1:1 (0,981–1,082:0,840–0,989). Po dopočtení CO₂ v příslušném poměru



- Obr. 5. Normalizované obsahy REE ve studovaných REE minerálech (normalizováno podle chondritu TAYLO-RA a MCLENNANA, 1985). Šedá pole ve všech obrázcích s označením b.d.l. znázorňují oblast pod mezí detekce elektronové mikrosondy pro jednotlivé prvky; a) pole detritických monazitů; krátce čárkovaná čára - detritické monazity tzv. typ I (toto pole je pro srovnání uvedeno i v obr. c-f; dlouze čárkovaná čára - detritické monazity tzv. typ II; b) pole monazitů z valounů; plná čára - svory a ortoruly; čárkovaná čára - aplity; c) tmavě šedé pole - rhabdofány; d) tmavě šedé pole - synchysity; e) normalizovné křivky REE thorogummitu; f) normalizované křivky REE korodovaného reliktu k obr. 2f, křížky - monazit, čtverce - anomální složení typ A, kosočtverce - anomální složení typ B.
- Fig. 5. Chondrite (Taylor and McLennana, 1985) normalised pattern of REE of studied minerals. Gray area stands for values bellow detection limit of EMP; a) detritic monazite; short dashed area monazites of type I (this field is marked in c- f plots for comparison), long dashed area detritic monazites of type II; b) monazite from pebbles; solid line mica-shist and orthogneiss, dashed line aplite; c) dark grey field rhabdophane; d) dark grey field synchysite; e) normalised curves of thorogummite; f) normalised curves of altered detrital monazite relict from Fig. 2f (cross monazite, square anomalous composition type B.

dostaneme vyšší analytickou sumu (103–108 hm. %), což je způsobeno částečným únikem CO_2 během dlouhotrvající analýzy. Obsah F je nízký a pohybuje se v rozmezí 0,379–0,430 apfu (2,43–2,67 hm. % F), OH tedy dominuje nad F. V podstatě se jedná o dosud v literatuře nepopsaný OH analog synchysitu-(Ce). V distribuci REE je patrné výrazné nabohacení o lehké vzácné zeminy a slabší negativní Sm a Dy anomálie (viz obr. 4d). Obsahy Dy a Er jsou někdy již pod mezí detekce. Poměr La/Gd kolísá v relativně úzkém rozmezí (6,5–14,3). Obsah Y kolísá mezi 0,022–0,061 apfu (0,87–2,32 hm. % Y_2O_3). Obsahy Th jsou nízké a pohybují se od 0,000 do 0,038 apfu (0,00–3,34 hm. % hm. % ThO₂), množství U nepřesahuje 0,002 apfu (0,15 hm. % UO₂). Obsah Pb je pod mezí detekce.

4.4.3 Hydratované minerály Th

Analyzované fáze bohaté Th odpovídají svým složením P-bohatému thorogummitu. Analýzy jsou při přepočtu na sumu anionů = 4 dobře stechiometrické, případně mají pozici do níž vstupuje Th mírně v nadbytku (tab. 1). Obsah P je 0,321-0,419 apfu (7,68-10,70 hm. %). Obsah Th je 0,451-0,720 apfu, obsah U je ve srovnání s ostatními autigenními REE minerály relativně vysoký od 0,009-0,038 (0,86-3,34 hm.% UO₂). Do pozice k Th vstupuje ve zvýšené míře zejména Y, až 0,237 apfu (do 9,63 hm. % Y_2O_3), obsah ostatních REE je do 0,093 apfu. V distribuční křivce REE je patrné mírné nabohacení o těžší REE a poměr La/Gd je 0,1-1,0. Vedle OH skupin vstupuje do thorogummitu i F jehož obsah je 0,25-0,60 hm. %. Obsah Fe kolísá v značném rozmezí 0,039-0,215 apfu.

5 Diskuse

5.1 Monazit

5.1.1 Chemické složení monazitu a projevy alterací detritického monazitu

Detritické monazity z RS a MS jsou z pohledu chemického složení srovnatelné, což může hovořit o jejich totožném protolitu. To, že v detritických monazitech nebyly zachyceny monazity pocházející z valounů deformovaných ortorul (dominantních v račických slepencích) s výraznou huttonitovou substitucí, lze vysvětlit tím, že monazity v deformovaných ortorulách jsou řádově v jednotkách mikronů uzavřené ve slídách a nedostanou se tedy při separacích z drob do nadsítné frakce. Většina detritických monazitů typ I jsou svým chemickým složením blízké monazitům z valounů metapelitů, nutno však zdůraznit, že nebyly studovány všechny hlavní horninové typy valounů obsahující monazity.

Atypický tvar REE křivky s výrazným tetrádovým efektem, který byl pozorován u monazitů z aplitů je charakteristický např. pro monazity z nejvíce frakcionovaných pegmati-



- detrital monazite, age 335±9 Ma (53 analyses)
- monazite from pebbles, age 332±9 Ma (37 analyses)
- detrital monazite, age 603 ± 65 Ma (2 analyses)
- ▲ detrital monazite, age 373±49 Ma (3 analyses)
- detrital monazite, age 268-318 Ma (8 analyses)

- Obr. 6. Graf Th*-Pb pro analýzy monazitu z kulmských sedimentů. Isochrona s rovnicí a korelační koeficient jsou vyneseny pouze pro monazity viséského stáří (detritické monazity stáří 335 ± 9Ma společně s monazity z valounů stáří 332 ± 9 Ma).
- Fig. 6. Th*-Pb plot for monazite from Culm sediments. The isochrone, equation and correlation coefficient are calculated for viséan monazites (detrital monazite 335 ± 9 Ma and monazite from pebbles 332 ± 9 Ma).

tových těles třebíčského masivu (ŠKODA *et al.* 2006). Koncentrace REE prvků v monazitech z valounů aplitu a asociace akcesorických minerálů (granát, turmalín, zirkon, ilmenit, xenotim, uraninit, sfalerit a monazit) indikují jejich původ pravděpodobně z poměrně frakcionovaného magmatu. Frakcionované granitoidní horniny jsou charakteristické pro moldanubikum, naopak až na výjimky chybí v oblasti brunovistulika či silesika (NOVÁK 2005). Přítomnost těchto aplitů v račických slepencích může dokládat, že některé svrchnokorové horniny charakteristické pro současný erozní řez moldanubikem dotovaly kulmskou sedimentační pánev již při ukládání račických slepenců.

Rozdíly v chemismu monazitů z PS včetně BK a monazitů z RS a MS pozorovatelné dobře v obr. 5 mohou odrážet jejich rozdílnou provenienci.

Korodované relikty monazitů přítomné v bouzovském kulmu (obr. 2f) lze považovat za probíhající alteraci monazitu a/nebo již částečnou transformaci směrem k rhabdofánu. Pravděpodobnější se jeví varianta o alteraci monazitu, při níž dochází k odnosu HREE, Y, Th, U a Pb ze struktury monazitu, v některých případech i LREE (La, Ce). Pro rhabdofány je charakteristický deficit kationů v pozici do níž vstupuje P a nadbytek v pozici s REE, kdežto u alterovaných partiích těchto monazitů je naopak mírný deficit v pozici s REE. Dále rhabdofán obsahuje ve srovnání s běžným monazitem vyšší obsahy Pb, avšak v alterovaných partiích monazitů je obsah Pb extrémně nízký (obr. 8).

Z grafu Th*-Pb je patrno, že analýzy detritických monazitů při okraji zrn, které dávají stáří od 268 do 318 Ma mají při srovnatelných obsazích Th* mírně nižší obsah Pb, než analýzy monazitů s variským stářím (obr. 6). Nelze tedy vyloučit, že zejména při okraji zrn a u některých menších zrn v rámci celého zrna, došlo k vyloužení části Pb ze struktury monazitu. Silné alterace v těchto okrajových partiích nelze předpokládat, protože analýzy i v částech, kde vycházejí nereálně nízké věky, nemají výrazně narušenou stechiometrii. Analýzy detritických monazitů s extrémně nízké věky. Detritické monazity, které mají nereálně nízké věky a současně mají extrémně nízké obsahy HREE a ve srovnání s ostatními detritickými monazity i nízké obsahy Th, jak je patrno z obr. 5, jsou přítomné pouze v PS a v BK, tedy částech, které byly nejintenzivněji postiženy při diagenesi (podle FRANCŮ *et al.* zde teplotní postižení dosáhlo až 170-200 °C). Lze tedy usuzovat, že se jedná o poObr. 7. Výsledky datování na jednom zrnu monazitu ze spodní části MS, kde při okraji zrna v několika případech vyšly podezřele nižší věky ve srovnání s ostatními analyzovanými místy. Fig. 7. CHIME ages on one detrital monazite grain from lower part of Myslejovice Fm. Some ages close to rim are dubiously lower.



čáteční stádia alterace monazitu působením diagenetických fluid, při nichž dochází k přednostnímu odnosu HREE, a pravděpodobně i Pb a Th ze struktury monazitu.

Od okraje korodované monazity podobné monazitu z obr. 2e, který dává kadomské stáří popsal FINGER et al. (1998) z granitu, který prodělal metamorfózu v amfibolitové facii, relikty monazitu byly lemované korónou tvořenou apatitem, allanitem a epidotem, přičemž v metastabilním reliktu monazitu nedošlo k úniku radiogenního Pb, případně velice malému, tak že mohly být použity pro datování stáří protolitu. V případě našeho monazitu je praděpodobnější, že ke korozi došlo až v rámci diagenese, poněvadž porézní agregát apatitu a jiných REE minerálů by byl během transportu pravděpodobně olámán. Výskyt zaoblených detritických monazitů společně s korodovanými relikty krystalů monazitu ze spodnoproterozoických pískovců Francevillské pánve v Gabonu popsal MATHIEU et al. (2001). V případě korodovaného zrna monazitu s vyšším stářím však nelze vyloučit, že věk byl zvýšen např. odnosem Th či U. Pokud bychom předpokládali jeho stáří variské, muselo by dojít k odnosu Th* 4,8 a 6,8 hm. % za předpokladu, že obsah Pb zůstal nezměněn. Pokud bychom připustili i odnos Pb, musel by být obsah Th* snížen ještě výrazněji. Proti možnému odnosu Th ze struktury monazitu hovoří i velice dobrá stechiometrie analýz tohoto zrna. Pravděpodobnější se jeví teorie, že chemické složení reliktu korodovaného monazitu zůstalo nezměněno a odráží tedy stáří svého vzniku (magmatického či metamorfního).

Intenzita alterací detritických monazitů narůstá od jihovýchodu směrem k severozápadu, stejně tak jako např. stupeň alterace granátu (ČOPJAKOVÁ *et al.* 2005) a velice dobře koreluje s rostoucí teplotou diagenetického postižení kulmských sedimentů, jak ho stanovili FRANCŮ *et al.* (1999). Na základě krystalinity illitu, odraznosti vitrinitu a expandability illitu-smektitu předpokládají FRANCŮ *et al.* (1999) teploty během diagenese pro jižní část kulmu Drahanské vrchoviny (spodní část MS a RS) 130–170 °C a pro severozápadní část (bouzovský kulm) 170–200 °C.

5.1.2 Interpretace stáří monazitu a jeho význam pro sedimentaci v kulmské pánvi

Ve spodní části myslejovického souvrství poskytuje většina detritických monazitů obdobná stáří jako monazity z valounů. T-test s rovností rozptylů při hladině významnosti 0,05 ukázal, že mezi stářím detritických monazitů a monazitů z valounů není statisticky významný rozdíl. Detritické monazity variského stáří jsou přítomné již ve spodní části PS, v RS i MS. Věk většiny detritických monazitů i monazitů z valounů je srovnatelný se stářím variské metamorfózy, či intruzí variských magmatitů v oblasti východního okraje Českého masivu (KRÖNER *et al.* 1988, GERDES *et al.* 2002).

Několik zrn monazitů, zirkonů a rutilů bylo datováno i ve svrchní části myslejovického souvrství pomocí U-Pb datování na ID-TIMS (KOTKOVÁ *et al.* 2003). Monazity z granulitů poskytují stáří 339–333 Ma, monazity z cordieritického granitu věk $332, 3 \pm 2, 8$ Ma, interpretované jako stáří jejich krystalizace. Tyto věky jsou srovnatelné s datováním jak moldanubických granulitů, tak moldanubických granitů (WENDT *et al.* 1994, KRÖNER *et al.* 2000a, GERDES *et al.* 2002). Na základě srovnání je patrné, že mezi stářím většiny detritických monazitů a monazitů z valounů z protivanovského až spodní části myslejovického souvrství a ze svrchní části myslejovického souvrství není významný rozdíl.

Od okrajů korodované zrno monazitu ze spodní části myslejovického souvrství poskytující stáří 603 ± 65 Ma je blízké výsledkům datování řady hornin z moravsko-slezské oblasti. Stáří intruze granodioritů brněnského masivu je 580–590 Ma (FINGER *et al.* 2000). Stáří protolitu různých typů ortorul je rovněž blízké, pro ortoruly Keprnické je to 584 ± 8 Ma, pro ortoruly velkovrbenské 574 Ma (KRÖNER *et al.* 2000b). Zrno detritického monazitu poskytující stáří 579 ± 27 Ma popsal v bazální části PS i SCHNEIDER (2002).

Monazity s výsledky datování 373 ± 49 ačkoli se značně velkou chybou (založeno pouze na 3 analýzách, při poměrně nízkých obsazích Pb) jsou srovnatelné se stářím dvou detritických monazitů z RS (376 ± 18 a 374 ± 17) a stářím některých detritických slíd (40 Ar/ 39 Ar) z RS a MS (378 ± 2, 375 ± 3, 371 ± 3), které datoval SCHNEIDER (2002). Obdobné svrchno-devonské stáří dává např. 40 Ar/ 39 Ar datování muskovitu a amfibolu z metapelitů a některých magmatických hornin z oblasti tepelsko-barrandienské (376–362 Ma) (DALLMEYER a URBAN 1998), ale i např. monazity ortorul orlicko-kladského krystalinika indikují v některých případech starší metamorfní událost datovanou na 372 ± 8Ma (GORDON *et al.* 2003).

Nástup flyšové sedimentace je dáván obvykle na hranici tournai a spodního visé (DvoŘÁK 1990), ale bez žádných přímých důkazů, pouze na základě jeho pozice v nadloží tournaiských vápenců. Podle DvoŘÁKA (1990) nástup flyšové sedimentace není v celé pánvi izochronní, nejdříve začíná na SZ pánve a subsidenční centra flyšového vývoje migrují postupně od SZ k JV. Výsledky datování monazitů hovoří proti nástupu sedimentace na hranici tournai a spodního visé, tedy před 345 Ma a výraznému diachronnímu ukládání flyšových souvrství Drahanské vrchoviny a hovoří pro velice blízké stratigrafické rozpětí PS, RS i spodní části MS. Tyto výsledky potvrzují i některé nepřímé indicie o stáří protivanovského souvrství. Na základě foraminiferové fauny z valounů vápenců od Kořence lze předpokládat u značné části drob PS stáří přinejmenším střednoviséské (KALVODA *et al.* 1995, ŠPAČEK a KALVODA 1996). Obdobně stáří spodní části spodního až spodní části středního visé či mladší (KALVODA a BÁBEK 1995).

5.2. Autigenní REE minerály

5.2.1. Chemické složení autigenních REE minerálů

Rhabdofány, vznikající jako autigenní agregáty tabulkovitých krystalů v tmelu kulmských drob, či zatlačující detritické monazity, jsou ve srovnání s monazity z pohledu chemického složení velice homogenní, s poměrně úzkým rozsahem obsahů Th, U, všech REE a Y i jednotným tvarem normalizovaných REE křivek, z čehož lze usuzovat, že vznikaly v úzkém rozmezí p-T podmínek a chemického složení systému. Totéž platí i pro synchysity.

Rhabdofány mají křivky REE srovnatelné s monazity, synchysity je mají mírně strmější, chudší HREE a Y, ovšem v obou případech mají ve srovnání s monazity nižší obsahy Th a U (obr. 8). Thorium, U, Y a HREE přednostně vstupují do thorogummitu, který tvoří hojné inkluze v rhabdofánech i synchysitech.



Obr. 8. Průměrný, minimální a maximální obsah Th, U a Pb (apfu) v rhabdofánu (kosočtverec), detritickém monazitu typu I nevykazujícím známky alterace (čtverec) a v alterovaných partiích korodovaných zrn monazitu (trojúhelník).

Fig. 8. Average, minimal and maximal content of Th, U and Pb (apfu) from rhabdophane (diamond), detrital monazite type I without alteration features (square) and altered parts of corroded monazite grains (triangle).

Nízké obsahy Th a U a vysoké obsahy Pb v rhabdofánu ve srovnání s monazity (obr. 8) hovoří pro vstup Pb do struktury rhabdofánu při jeho vzniku. Vzhledem k nízkým koncentracím Th a U v rhabdofánu a jeho autigennímu vzniku v kulmských sedimentech (přibližně před 325 Ma), může pouze malá část Pb v rhabdofánu pocházet z rozpadu Th a U.

5.2.2. Zdroj REE pro autigenní REE minerály

Zdrojem REE pro autigenní minerály musely být jiné minerály obsahující REE, které byly atakovány diagenetickými fluidy. KRMÍČEK *et al.* (2005) předpokládá, že zdrojem REE pro rhabdofány a synchysity, které našel na hydrotermálních žílách v kulmských sedimentech byly allanity, jež jsou v podmínkách diagenese jeden z nejméně stabilních minerálů. Uvolňování a migrace REE z allanitu v důsledku jeho metamiktizace a hydrotermální alterace durbachitů byla pozorována jak ve valounu durbachitu z lulečských slepenců, tak v durbachitech třebíčského masivu (SULOVSKÝ 2004, KRMÍČEK *et al.* 2005). Na základě studia valounů v kulmských sedimentech můžeme však říct, že allanit je v nich relativně vzácný minerál, je přítomen pouze akcesoricky ve valounech durbachitů a ojediněle ve vzácně se vyskytujících valounech biotitických pararul, které jsou svým výskytem omezeny na nejsvrchnější lulečské slepence. V račických slepencích a kořeneckém slepenci je přítomen akcesoricky v některých typech granitoidních hornin (ZACHOVALOVÁ, 2003). Nelze tedy předpokládat, že by jediným zdrojem REE mohly být allanity, poněvadž

autigenni minerály REE vznikající během diagenese jsou běžné v ATM ve všech stratigrafických úrovních kulmských sedimentů. Allanity mohly být pouze jedním ze zdrojů, a pravděpodobně jedním z významných zdrojů budou i detritické monazity. Detritické apatity v kulmských sedimentech se jeví jako stabilní vůči diagenetickým procesům, tudíž je jako zdroj REE můžeme vyloučit. Vysokou stabilitu apatitu během diagenetických podmínek uvádí např. MORTON a HALLSWORTH (1999). V prostředí s nízkým pH patří apatit k nejméně stabilním TM (NICKEL 1973).

Původ REE ve fluidech může pocházet nejen z monazitu (ty však jsou nejběžnějším REE minerálem v kulmských sedimentech), ale i allanitu, granátu či biotitu. Jak uvádí PY-LE a SPEAR (1999), obsahy Y v granátech běžných metapelitů se pohybují od X do X000 ppm, obsahy Y v biotitu a muskovitu kolísají od X do X00 ppm. Přestože obsahy HREE a obzvlášť LREE v biotitech či granátech jsou ve srovnání s monazity mnohonásobně nižší, může být detritický granát, který je v kulmských sedimentech často výrazně korodovaný a chloritizovaný biotit nezanedbatelným zdrojem zejména HREE a Y.

5.2.3. Význam autigenních REE minerálů pro složení diagenetických fluid

Na základě složení autigenních REE minerálů (zatlačování monazitu apatitem, rhabdofánem a vzniku autigenních minerálů v tmelu drob jako jsou rhabdofány, synchysity, apatity atd.) můžeme předpokládat, že fluida, která se účastnila diagenese byla F, Ca, CO_2 a P relativně bohatá. Fosfor může pocházet nejen z alterací monazitů, ale např. i živců. Fluor bude převážně pocházet z chloritizovaných biotitů, které jsou hojné v kulmských sedimentech.

Experimentálně je prokázáno (OELKERS a POITRASSON 2002), že rychlost rozpouštění monazitu závisí na pH fluid, tak jako u mnoha jiných minerálů je rychlost rozpouštění monazitu nejmenší v neutrálním prostředí a s rostoucím nebo klesajícím pH rychlost jeho rozpouštění roste. Na základě stability těžkých minerálů (zejména apatitu, granátu, epidotu) můžeme předpokládat, že v kulmské pánvi bylo prostředí neutrální až slabě zásadité. Z prací POITRASSONA *et al.* (2004) vyplývá, že v neutrálním prostředí je monazit nejvíce rozpustný v teplotním rozmezí kolem 120–200 °C, tedy teplot, kterých bylo dosaženo i v kulmské sedimentární pánvi, přičemž na rozpustnosti monazitu se při těchto teplotách nejvíce podílí fluoridové iony a REE jsou potom přítomné ve fluidech jako komplexy $REEF_2^+$ a $REEF^{2+}$. S nárůstem teploty fluid v neutrálním prostředí nad 230 °C, se při rozpouštění monazitu začíná významně uplatňovat $REE(OH)_3(aq)$ komplex. Těchto teplot však v kulmské pánvi nebylo dosaženo. Význam hydroxylových komplexů roste i s rostoucí alkalinitou fluid (POITRASSON *et al.* (2004).

Rhabdofány a synchysity popsali již ZIMÁK a VÁVRA (1999) ZIMÁK a NOVOTNÝ (2002) a KRMÍČEK *et al.* (2005) i na hydrotermálních žilách, které kulmské sedimenty pronikají. Složení fluid, z nichž vznikaly minerály těchto hydrotermálních žil byly rovněž bohaté karbonátovými, fluoridovými a fosfátovými iony (KRMÍČEK *et al.* 2005). Tyto společné rysy fluid uplatňujících se při diagenesi kulmských sedimentů a fluid z nichž krystalizovaly minerály na hydrotermální žílách, mohou hovořit o jejich genetické souvislosti.

6. Shrnutí

Monazit je běžný akcesorický minerál ve valounech kulmských slepenců a je přítomen i jako detritický minerál v drobách. Monazity jsou v BSE obraze obvykle homogenní, někdy vykazují nepravidelnou zonálnost. Několik zrn bylo zatlačováno od okrajů a podél prasklin apatitem a hydratovanými minerály REE. Na základě našich pozorovaní byly rozlišeny tři alterační stádia zrn monazitů, přičemž intenzita alterace monazitu koreluje pozitivně s intenzitou diagenese. Pro první stádium alterací je charakteristické částečné ochuzení o těžší REE (Gd, Dy, Er), Y, Th a Pb, ale stechiometrie analýz není výrazněji porušena. Druhé stádium je typické silným ochuzením o těžší REE (Gd, Dy, Er, v některých případech i Sm), Y, Th, U a Pb, stechiometrie analýz je výrazně narušena, sumy analýz klesají až na 96 % hm. % oxidů a analýzy nejsilněji alterovaných částí vykazují i ochuzení o LREE (La, Ce).

Detritické monazity, které nevykazovaly známky alterací a byly vhodné pro datování, dávají ze všech stratigrafických jednotek převážně viséské stáří (339 ± 15 pro protivanovského souvrství, 331 ± 19 Ma pro souvrství rozstáňské a 335 ± 14 Ma pro spodní část myslejovického souvrství). Obdobné stáří poskytují i monazity z valounů račických slepenců, 332 ± 22 Ma z ortorul, 330 ± 21 Ma monazity ze svorů a 331 ± 17 Ma z aplitů. Ojediněle byla přítomná zrna monazitů dávající stáří 373 ± 49 Ma. Jedno zrno ze spodní části myslejovického souvrství poskytlo stáří 603 ± 65 Ma srovnatelné s věky řady hornin z moravsko-slezské oblasti (např. granodiority brněnského masivu). Výsledky datování monazitů hovoří proti nástupu sedimentace v kulmské pánvi na hranici tournai/spodní visé a svědčí pro blízké stratigrafické rozpětí protivanovského, rozstáňského i myslejovického souvrství.

Hydratované minerály REE, rhabdofán-(Ce), synchysit-(Ce) a thorogummit jsou běžné v tmelu drob a ojediněle jsou přítomné i jako fáze zatlačující detritické monazity. Rhabdofány a synchysity jsou ve srovnání s monazity chemicky homogenní, z čehož lze usuzovat, že vznikaly v úzkém rozmezí p-T-X podmínek systému. Na základě složení autigenních REE minerálů můžeme předpokládat, že hydrotermální fluida, která se účastnila diagenese, byla F, Ca, CO₂ a P relativně bohatá, přičemž při teplotních podmínkách a předpokládaném pH fluid v kulmské sedimentární pánvi se na rozpouštění monazitu uplatňovaly především fluoridové iony.

Poděkování

Autoři děkují RNDr. Igoru Broskovi, CSc. za kritické pročtení rukopisu a Prof. RNDr. Milanu Novákovi za jazykové korekce abstraktu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 3316: "Možnosti a omezení datování monazitů z klastických sedimentárních hornin CHIME metodou na příkladu kulmských sedimentů Drahanské vrchoviny".

Seznam použitých zkratek pro minerály

Monazit – Mnz, rhabdofán – Rhb, synchysit – Syn, zirkon – Zrn, apatit – Ap, křemen – Qtz, rutil – Rt, chlorit – Chl, blíže neidentifikované oxidy či hydroxidy Fe – Fe, blíže neidentifikované jílové minerály – Clm.

LITERATURA

- AKERS, W. T., GROVE, M., HARRISON, T. M., RYERSON, F. J., 1993: The instability of rhabdophane and its unimportance in monazite paragenesis. *Chemical. Geol.*, 110, 169–176.
- BOWLES, J. F. W., MORGAN, D. J., 1984: The composition of rhabdophane. Mineral. Mag., 48, 146-148.
- BROSKA, I., PETRÍK, I., WILLIAMS, C. T., 2000: Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribeč Mountains, Western Carpathians. Amer. Mineralog., 85, 22-32.
- BURIÁNEK, D., NOVÁK, M., 2002: Příspěvek k poznání provenience valounů ve slepencích svrchnoviséského stáří na Drahanské vrchovině: III Orbikulární turmalínický granit. Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 87, 145-152.
- ČOPJAKOVÁ, R., NOVÁK, M., 2003: Příspěvek k poznání provenience valounů ve slepencích svrchnoviséského stáří na Drahanské vrchovině: IV. Granátický svor s turmalínem. Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 88, 167-175.
- ČOPJAKOVÁ, R., NOVÁK, M.,. 2005: Odraz změn provenience v psefitické a psamitické frakci sedimentů myslejovického souvrství. Sborník abstraktů konference Moravskoslezské Paleozoikum 2005.
- ČOPJAKOVÁ, R., SULOVSKÝ, P., PATERSON, B. A., 2005: Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahany Uplands, Bohemian Massif. Lithos, 82, 51–70.

DALLMEYER, R. D., URBAN, M., 1998: Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages. *Geol. Rundsch.*, 87, 94–106.

DVOŘÁK, J. et al., 1990: Geologická mapa 1:50 000 a vysvětlující text, list Protivanov 24-23. ČGÚ Praha.

- FINGER, F., BROSKA, I., ROBERTS, M. P., SCHERMAIER, A., 1998: Replacement of primary monazite by apatiteallanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. *Amer. Mineralog.* 83, 248–258.
- FINGER, F., TICHOMIROVA, M., PIN, C., HANŽL, P., 2000: Relics of an Early-Panafrican ensimatic metabasitemetarhyolite formation in the Brno Massif, Eastern Czech Republic. *Geol. Rundschau*, 89, 328–335.
- FRANCŮ, E., FRANCŮ, J., KALVODA, J., 1999. Illite crystalinity and vitrinite reflectance in Paleozoic siliciclastics in the Bohemian Massif as evidence of thermal history. *Geologica Carpathica*, 50, 5, 65–71.
- FRANZ, G., ANDREHS, G., RHEDE, D., 1996: Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *Europ. J. Mineral*, 8, 1097-1118.
- GERDES, A., FRIEDL, G., PARRISH, R. R., von QUADT, A., FINGER, F., 2002: U-Pb dating of South Bohemian granites: constraints for the longevity of melting Cadomian crust. PANGEO conference, Salzburg, 28.-30. June, abstract volume.
- GOLIÁŠ, V., 2002: Thorium Occurrences in the Czech Republic and their Mineralogy. Sborník abstraktů z konference Uranium Deposits, B. Kribek a J. Zeman (eds), 53-56.
- GORDON, S., SCHNEIDER, D. A., BUDZYN, B., MANECKI, M., 2003: Timing constraints on the metamorphism and exhumation of ultra high-grade terranes, Sudete Mountains, NE Bohemian Massif. 2003 GSA Annual Meeting – Abstracts with Programs 35, 6, 638.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SMITH, A. G., 2005: A Geologic Time Scale 2004, 610.
- 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.
- HOUZAR, S., NOVÁK, M., 2002: Příspěvek k poznání provenience valounů ve slepencích svrchnoviséského stáří na Drahanské vrchovině: II. Kalcitické mramory. Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 87, 137–144.
- JEFFRIES, N. L., 1985: The distribution of the rare earth elements within the Carnmellis Pluton. Cornwall Mineral. Mag., 49, 495-504.
- KALVODA, J., BÁBEK, O., 1995: Příspěvek ke stáří spodní části rozstáňského souvrství (Drahanská vrchovina, Morava). Geol. výzk., Mor. Slez. V r. 1994, 50-51.
- 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.
- KOTKOVÁ, J., GERDES, A., PARRISH, R., 2003: Rapid exhumation and cooling of the thickened crust: evidence from the granulite clasts within the Upper Visean conglomerates (Rhenohercynikum). No frontiers 2003: Excursion guide, 67-72.
- KRMÍČEK, L., SULOVSKÝ, P., HALAVÍNOVÁ, M., 2005: Výskyt minerálů vzácných zemin na hydrotermálních žílách Drahanské vrchoviny. *Geol. výzk., Mor. Slez. v r. 2004*, 64-68.
- KRÖNER, A., O'BRIEN, P. J., NEMCHIN, A. A., PIDGEON, R. T., 2000a: Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138, 127-142.
- KRÖNER, A., ŠTIPSKÁ, P., SCHULMANN, K., JAECKEL, P., 2000b: Chronological constrains on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. In: Franke W et al. (eds) Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 175–197.
- KRÖNER, A., WENDT, I., LIEW, T. C., COMPSON, W., TODT, W., FIALA, J., VAŇKOVÁ, V., VANĚK, J., 1988: U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 257-266.
- MATHIEU, R., ZETTERSTROM, L., CUNEY, M., GAUTHIER-LAFAYE, F., HIDAKA, H., 2001: Alteration of monazite and zircon and lead migration as geochemical tracers of fluid paleocirculations around the Oklo-Okélondo and Bangombé matural nuclear reaction zones (Franceville basin, Gabon). *Chemical Geol.*, 171, 147-171.
- MELDRUM, A., BOATNER, L. A., EWING, R. C., 1997: Displacive radiation effects in the monazite- and zircon-structure orthophosphates. *Physics Reviews B*, 56, 13805–13814.
- MONTEL, J. M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C., PROVOST, A., 1996: Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geol.*, 131, 37-53.
- MONTEL, J. M., KORNPROBST, J. VIELZEUF, D., 2000: Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Marocco). - J. Metamorph. Geol., 18, 335-342.
- MORTON, A. C., HALLSWORTH, C., 1999: Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geol.*, 124, 3–29.

- NAGY, G., DRAGANITS, E., DEMÉNY, A., PANTÓ, G., ÁRKAI, P., 2002: Genesis and transformations of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: examples from the Sopron-Hills, Eastern Alps., *Chemical. Geol.*, 191, 25-46.
- NESIBA, R., 2002: Petrografická charakteristika valounů magmatitů kořeneckého slepence. MS diplomová práce, PřF MU, Brno.
- NICKEL, E., 1973: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. *Contrib. Sedimentology*, 1, 1–68.
- NOVÁK, M., 2005: Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. Acta. Mus. Moraviae, Sci. geol. 90, 3-74.
- OELKERS, E. H., POITRASSON, F., 2002: An experimental study of the dissolution stoidhiometry and rates of a natural monazite as a function of temperature from 50 to 230 °C and pH from 1.5-10. *Chemical Geol.*, 191, 73-87.
- PARRISH, R. R., 1990: U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. Canad. J. Earth. Sci., 27, 1432-1450.
- POITRASSON, F., CHENERY, S., BLAND, D. J., 1996: Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 145, 79-96.
- POITRASSON, F., CHENERY, S., SHEPHERD, T. J., 2000: Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: implications for U-Th-Pb geochronology and nuclear ceramics. *Geochim. Cos*mochim. Acta, 64, 3283-3297.
- POITRASSON, F., OELKERS, E., SCHOTT, J., MONTEL, J. M., 2004: Experimental determination of synthetic NdPO₄ monazite end-member solubility in water from 21 °C to 300 °C: Implications for rare earth element mobility in crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68, 10, 2207–2221.
- POUCHOU, J. L., PICHOIR, F., 1985: "PAP" procedure for improved quantitative microanalysis. Microbeam Analysis, 20, 104-105.
- PYLE, M., SPEAR, F. S., 1999: Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geological Materials Research*, 1, 6, 1-49.
- SCHNEIDER, D., 2002: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of detrital white mica, geochemistry and detrital mode of peripheral foreland basins (Molasse and Silesian basins). MS dissertationen, Universität Salzburg.
- 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.
- SULOVSKÝ, P., 2004: The postmagmatic alteration of allanite, zircon, and thorite: the role of fluorine. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft – Beihefte zum European Journal of Mineralogy., 16. 143-143.
- ŠKODA, R., NOVÁK, M., HOUZAR, S., 2006: Granitické pegmatity třebíčského plutonu MZM, Acta. Mus. Moraviae, Sci. geol. 91, v tisku.
- ŠPAČEK, P., KALVODA, J., 1996: Mikrofaciální srovnánívápencových valounů z některých lokalit kulmu Drahanské vrchoviny. Geol. výzk., Mor. Slez. v r. 1995, 127-129.
- ŠTELCL, J., 1960: Petrografie kulmských slepenců jižní části Drahanské vysočiny. Folia Univ. Purkyn brun., Geol., 1, 1, 1–103. Brno.
- TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M., 1985: The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publ., 321, Oxford.
- VLASOV, K. A., 1964: Geochemistry, mineralogy and genetic types of rare element deposits. *Mineralogy of rare elements*, 2, 1-830. (Rusky)
- WATT, G. R., 1995: High-thorium monazite-(Ce) formed during disequilibrium melting of metapelites under granuite-facies conditions. *Mineral. Mag.*, 59, 735-743.
- WENDT, J. I., KRONER, A., FIALA, J., TODT, W., 1994: U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from South Bohemia. J. Geol. Soc. London, 151, 83-90.
- ZACHOVALOVÁ, K., 2003: Valouny magmatitů spodnokarbonských slepenců indikátory geotektonického prostředí. MS, disertační práce, PřF MU, 148.
- ZIMÁK, J., NOVOTNÝ, P., 2002: Minerály vzácných zemin na hydrotermálních žilách v kulnu Nízkého jeseníku a Oderských vrchů. Čas. Slez. Muz. Opava (A) 51, 179-182.
- ZIMÁK, J., VÁVRA, V., 1999: Rabdofán-(Ce) z křemenné žíly s klinochlorem z Mladecka (kulm Nízkého Jeseníku). Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998, 100-101.