Ultradraselné plutonity chotělického intruzivního komplexu v podloží české křídové pánve ve východních Čechách

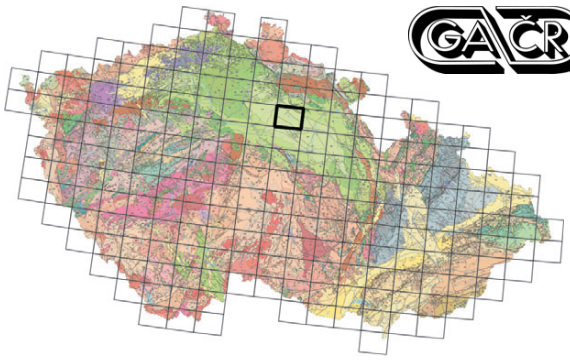
Ultrapotassic plutonic rocks of the Chotělice Intrusive Complex in the basement of the Bohemian Cretaceous Basin, Eastern Bohemia

FRANTIŠEK V. HOLUB

Ústav petrologie a strukturní geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova v Praze, Albertov 6, 128 43 Praha 2; frholub@natur.cuni.cz

Key words: *ultrapotassic rocks, Chotělice intrusive complex, Bohemian Massif, Bohemicum, melasyenite, clinopyroxenite, geochemistry*

Abstract: Ultrapotassic melasyenites (similar to shonkinites), monzonites to monzogabbros and cumulitic phlogopite clinopyroxenites of the Chotělice Intrusive Complex in E Bohemia are rocks petrographically and geochemically different from abundant ultrapotassic plutonites (namely durbachites) of the Moldanubian Zone. Chotělice melasyenites are weakly nepheline-normative, more oxidized, higher in CaO and Sr and lacking any Eu-anomaly in contrast with nature of hypersthene-normative, CaO and Sr poor durbachitic rocks typically displaying a negative Eu-anomaly. These compositional differences are interpreted in terms of distinct compositional characteristics and tectonic histories of lithospheric mantle sources of Variscan ultrapotassic magmas beneath at least a part of the Bohemicum and the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif.



(13-21 Hořice)

Chotělický intruzivní komplex v podloží sedimentů svrchní křídy byl v roce 1965 navrtán hlubokým vrtem KN-3, lokalizovaným v s. části katastru obce Chotělice, asi 9 km s. od Nového Bydžova. Podle Matte et al. (1990) tato oblast je severovýchodním pokračováním Barrandienu a patří tudíž k bohemiku, přestože vymezení severní hranice bohemika vůči lugiku je podle řady autorů problematické.

Plutonity (zpočátku zvětralé) byly zastiženy v hloubce 419,25 m v bezprostředním podloží křídových sedimentů a vrt v nich pokračoval až po konečnou hloubku 874,7 m. Intruzivní horniny z tohoto zhruba 455 m mocného profilu stručně charakterizovali Müller a Vodička (1969) a popsal Vodička (1970) jako biotit-pyroxenické syenity (do hloubky 560 m), syenodiority (560–663 m) až syenogabra (663–710 m a 865 m po bázi vrtu) a ve spodních částech vrtu (kromě posledních 10 m) biotitické pyroxenity. Vodička (1970) popis hornin doplnil třemi modálními a také třemi silikátovými analýzami hlavních horninových typů, které se přes vysoké obsahy MgO všechny vyznačují vysokými obsahy draslíku a jeho silnou převahou nad sodíkem. Další chemická data ze tří vzorků, zahrnující hlavní i některé stopové prvky, uvedl Holub (1991) v nepublikované studii o ultradraselných horninách Českého masivu. Vodička (1970) bez dalších podrobností publikoval také výsledek datování biotit-pyroxenického syenitu K-Ar metodou v laboratoři tehdejšího Ústředního ústavu geologického, a to 280 Ma. Tento výsledek může být zatížen značnou chybou a v kontextu plutonismu Českého masivu se jeví jako příliš nízký, spadá však do rozptylu výsledků K-Ar datování variských intruzí ze 60. let 20. století.

Tento článek se opírá o revizi originálního výbrusového materiálu dr. J. Vodičky a nová analytická data ze vzorků odebraných při částečné skartaci vrtu v 70. letech 20. století. Příslušné laboratoře a metody jsou uvedeny u tab. 1.

Stavba a petrografický charakter komplexu

Mezi horninami chotělického komplexu jsou podstatně přítomny klinopyroxen-biotitické melasyenity, absolutně převládající ve svrchních ca 140 m profilu v magmatitech, ve střední části převládají biotit-klinopyroxenické monzonity s partiemi spíše monzogabrovými, ve spodních částech se střídají proměnlivé silně mafické monzonitické horniny a převládající flogopitické klinopyroxenity. Všechny tyto horninové typy jsou značně variabilní a jejich střídání je komplikovanější, než ukazuje zjednodušený Vodičkův profil. Podružně se vyskytují žíly K-živcového leukosyenitu (Vodičkova syenitového aplitu), křemenného

Tabulka 1. Reprezentativní analýzy hornin chotělického intruzivního komplexu (1–3) a pro srovnání i typických durbachitických plutonitů z moldanubické oblasti (4–6) (hlavní prvky v hmot. %, stopové prvky v ppm)

	1	2	3	4	5	6
vzorek	LR 126	LR 209	LR 128b	LR 222	LR 53	LR 354
lokalita	KN-3, 815 m	KN-3, 677,8 m	KN-3, 516,5 m	Libín	Květuš	Osové
SiO_2	43,00	45,96	52,58	53,13	53,59	58,82
TiO_2	1,55	1,35	0,98	1,15	1,21	0,95
Al_2O_3	8,65	12,16	12,40	9,17	12,58	13,75
Fe_2O_3	2,08	4,79	2,90	1,23	1,06	0,70
FeO	5,69	4,57	4,19	6,58	5,38	4,63
MnO	0,159	0,141	0,126	0,124	0,104	0,088
MgO	12,87	9,34	6,15	13,07	8,77	6,26
CaO	16,82	12,36	8,65	4,99	4,65	4,05
SrO	0,07	0,12	0,18	–	–	–
BaO	0,32	0,17	0,39	–	–	–
Li_2O	0,01	0,01	0,00	–	–	–
Na_2O	0,71	1,14	1,86	1,29	1,54	1,91
K_2O	2,88	3,88	7,20	4,00	7,18	6,72
P_2O_5	1,91	1,28	0,93	1,54	1,17	0,91
CO_2	0,38	0,15	0,09	–	–	–
C nekarb	0,061	0,047	0,066	–	–	–
F	0,301	0,165	0,242	–	–	–
H_2O^+	1,90	1,66	0,98	1,86*	1,84*	1,02*
H_2O^-	0,14	0,25	0,11	–	–	–
F ? O	-0,127	-0,070	-0,102	–	–	–
Suma	99,369	99,464	99,921	98,878	99,68	100,318
mg	75,2	65,2	61,7	75,2	71,2	68
Fe^{3+}/Fe_{tot}	24,8	48,6	38,4	14,4	15,1	12
V	362	336	167	173	115	97
Cr	400	275	156	772	518	370
Co	48	41	28	40	45	22
Ni	100	48	49	240	172	90
Rb	136	132	225	307	389	403
Sr	461	892	1329	180	466	445
Y	28,6	24,5	24,5	28,7	30,1	35,6
Zr	106	75	323	196	593	632
Nb	5,5	4,5	13,5	14,2	28,7	35,3
Cs	4,4	3,7	7,1	28,2	22,8	29,9
Ba	2763	1258	3277	1060	2280	1945
La	50,8	40	51,7	38,2	58,9	61,7
Ce	123	87,1	109	93,4	137	139
Nd	70,4	41,4	53,5	65,9	80,4	67,2
Sm	14,4	9,68	10,8	17	19,1	15,3
Eu	4,14	2,8	3,14	2,14	2,94	2,59
Gd	12,4	8,58	8,68	11,1	11,3	10,7
Yb	1,8	1,72	1,94	2,44	2,63	2,71

	1	2	3	4	5	6
vzorek	LR 126	LR 209	LR 128b	LR 222	LR 53	LR 354
lokalita	KN-3, 815 m	KN-3, 677,8 m	KN-3, 516,5 m	Libín	Květuš	Osové
Lu	0,234	0,24	0,276	0,354	0,368	0,363
Hf	3,8	2,5	8,8	5,6	16,4	14,8
Ta	0,36	0,25	1	0,95	2,07	2,46
Th	4,8	3,6	15,2	19,1	41,8	56,5
U	1,83	2,71	5,51	11	17,9	23,4
Eu/Eu*	0,93	0,92	0,96	0,45	0,56	0,59
Rb/Sr	0,295	0,148	0,17	1,7	0,835	0,91
Th/Ta	13,3	14,4	15,2	20,1	20,2	22,97

hodnoty označené hvězdičkou v řádku H_2O^+ jsou ztráta žíháním; *mg* = 100 Mg/(Mg + Fe) z atomových hodnot; hlavní prvky v analýzách 1–3 byly stanoveny jako kompletní silikátová analýza v laboratořích České geologické služby, hlavní prvky v analýzách 4–6 a všechny stopové prvky pochází z Activation Laboratories, Ltd., Ancaster, Ontario (hlavní prvky ICP, stopové prvky ICPMS)

leukosyenitu a (mela)syenitového porfyru. Všechny horniny mají magmatické mikrostruktury a nejeví žádné známky postižení metamorfní rekrystalizací ani regionální duktilní deformací. Ve svrchních 35 m vrtného profilu jsou plutonity silně navětralé, argilitizované a zčásti karbonatizované. V hlubších částech jsou místy křehce porušené a hydrotermálně alterované, převládají však horniny zcela čerstvého charakteru. Hlavní horninové typy jsou na mikrofotografiích v obr. 1.

Typickými minerály plutonitů jsou klinopyroxeny diopsidového až augitového složení (často s oscilační zonálností), Mg-bohatý biotit až flogopit, K-živec (většinou homogenní, bez perthitických odmíšenin), bazický až střední plagioklas, místy i pseudomorfózy po drobných zrnech olivínu. Jen v několika výbrusech melasyenitů i klinopyroxenitu byl zjištěn v podružném množství špinavě zelený amfibol, narůstající na klinopyroxen. Monzonitické horniny ve většině výbrusů z hloubky 677–787 m obsahují ojedinělé až hojné pseudomorfózy po světlém kubickém minerálu, nejspíše leucitu (obr. 2), označované dále jako pseudoleucit. Všechny horninové typy mají zvýšený obsah apatitu od 2,5 až po 5 obj. % s maximem ve flogopitických klinopyroxenitech. Obvykle jsou přítomny akcesorické opakní minerály, mezi nimiž dominuje magnetit. S výjimkou některých leukosyenitických žilek v horninách chotělického tělesa chybí křemen nejen samostatný, ale dokonce i v podobě myrmekitu.

Struktury hornin jsou většinou hypautomorfně zrnité, v horninách obsahujících oba živce často monzonitické s automorfními tenkými tabulkami plagioklasu poikiliticky uzavíranými ve velkých zrnech K-živce (obr. 1c, d). Mnoho vzorků hlavně ze spodní části profilu má charakter kumulátů (obr. 1e, f) a střídání několika horninových typů i ojediněle pozorované neostře omezené pásky s variabilním obsahem mafických minerálů lze interpretovat jako magmatické zvrstvení.

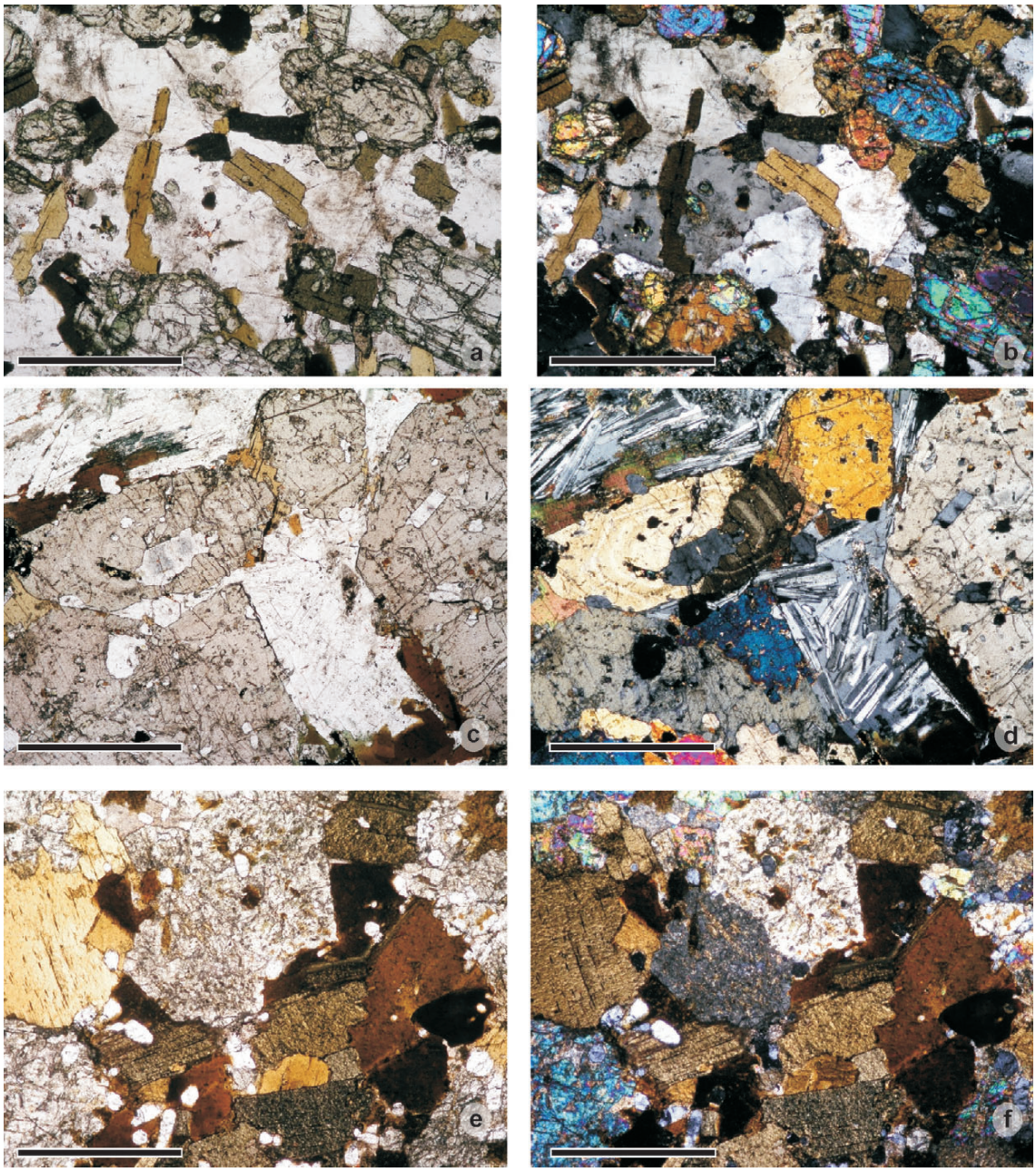
Chemické složení

Všechny analyzované horniny chotělického komplexu jsou vysoce hořečnaté a mají vysoké obsahy K_2O (v surových analýzách mezi 2,1–7,9 hmot. %), přičemž typické poměry K_2O/Na_2O jsou 3–4. Jde tudíž o horniny ultradraselné ve smyslu definice podle Foley et al. (1987). V řadě od flogopitických klinopyroxenitů k melasyenitům stoupají obsahy SiO_2 od 43 až po 53 hmot. %, zatímco MgO klesá od 13,4 po 6,4 %, CaO od 17,3 po 7,9 %, P_2O_5 od 2,2 po 1,1 %. Všechny analyzované horniny jsou metaluminní a podle normy CIPW nenasycené SiO_2. Ze stopových prvků jsou zvýšené obsahy zejména V, Cr a řady inkompatibilních prvků, hlavně Ba, Sr v silné převaze nad Rb, mnohem méně Zr, Th a U (tab. 1); sumární obsahy prvků skupiny vzácných zemin se pohybují mezi 190–390 ppm.

Diskuse

Vodička (1970) zběžně přirovnal chotělická intruziva k variským horninám míšeňského masivu v Sasku, o němž se dlouho tradovalo, že je tvořen „syenity“. Ve skutečnosti v něm převažují monzonitické horniny a pravé syenity chybějí (viz např. Wenzel et al. 1997). Variační šíře míšeňského masivu se pohybuje od výrazně nefelín-normativních ultrabazických až bazických „dioritů“ přes monzonity po křemenné monzonity, které svými obsahy SiO_2 mohou dokonce přesáhnout hranici intermediálních a acidních hornin. Všechny tyto horniny jsou bohaté na oxidy železa a mají v hmotnostních procentech mírnou převahu Na_2O nad K_2O až mírnou převahu K_2O nad Na_2O (u variet bohatých na SiO_2). Chybí mezi nimi silně hořečnaté a ultradraselné horniny, které by byly srovnatelné s chotělickým komplexem.

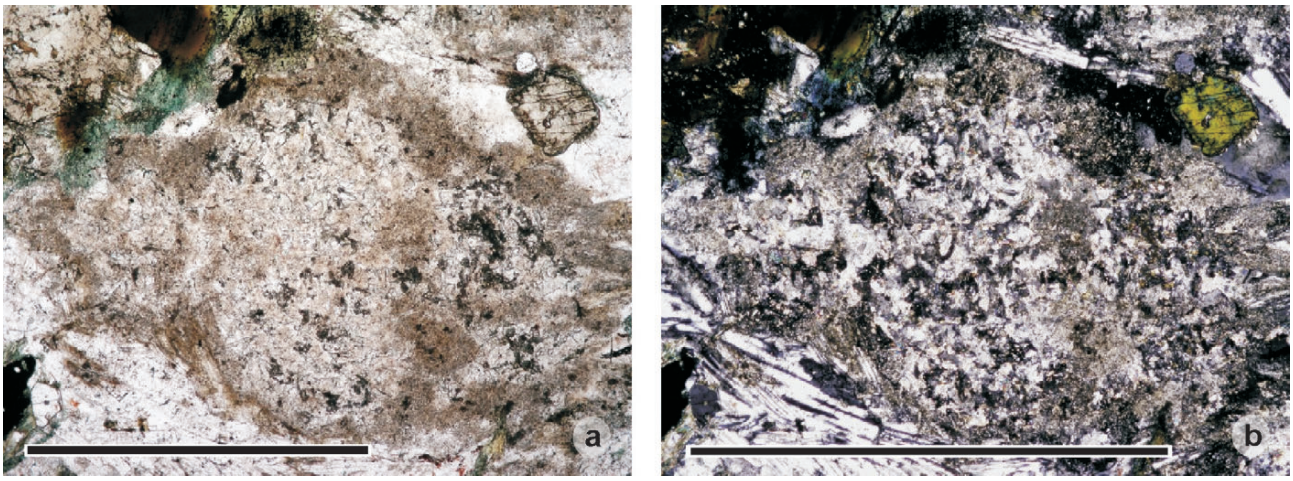
Skutečné ultradraselné plutonity jsou významně zastoupeny v moldanubické oblasti, hlavně jako durbachity (porfyrické amfibol-biotitické melasyenity až křemenné melasyenity) až durbachitické melagranity (dohromady označované tradičně jako „typ Čertovo břemeno“) a také další složením podobné horninové typy, doprovázené i malými objemy vysoce mafických až ultramafických hornin bohatých na flogopit (vaugneritů až stavritů, Holub 1991).



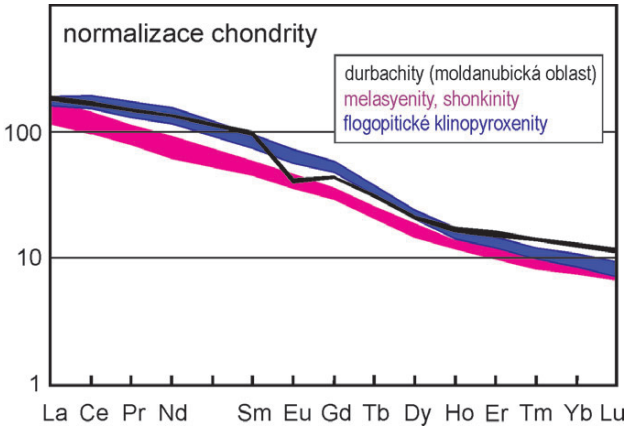
Obr. 1. Mikrofotografie reprezentativních vzorků chotělického intruzivního komplexu. a, b – biotit-klinopyroxenický melasyenit, hloubka 640 m; c, d – biotit-klinopyroxenický monzonit, hloubka 677,8 m; e, f – flogopitický klinopyroxenit s apatitem (kumulát), hloubka 815 m. Snímky a, c, e jsou v polarizovaném světle (bez analyzátoru), snímky b, d, f jsou mezi zkříženými nikoly. Grafické měřítko ve všech snímcích odpovídá 1 mm.

Na rozdíl od durbachitických a jim blízkých ultradraselných plutonitů moldanubické zóny s typicky hypersten-normativním složením a MgO > CaO (srov. Holub 1997) mají chotělické melasyenity a monzonity s pseudoleucitem zvýšený stupeň oxidace Fe (tab. 1), jsou výrazně bohatší na vápník (CaO > MgO) a podle normy CIPW jsou mírně nefelín-normativní (Ne 3–5 hmot. %). Jejich celkové složení se blíží shonkinitům z lakkolitu Shonkin Sag v Montaně (srov. Nash – Wilkinson 1970) nebo masivu Svidnia v Bulharsku (viz Vladykin et al. 2001). Ze stopových prvků jsou chotělické syenitoidy proti durbachitům bohatší hlavně na V a Sr, naopak výrazně chudší na Cr a Ni a zároveň také Rb, Cs, Th, U, méně výrazně i Nb, Ta, Zr a Hf. Poměr Rb/Sr je proti durbachitům podstatně nižší. Na rozdíl od ultradraselných plutonitů moldanubické zóny zde chybí negativní europiová anomálie (obr. 3). Porovnáme-li chotělické ultramafitity (apatit-flogopit-klinopyroxenové kumuláty) s obdobně vysoce hořečnatými ultradraselnými plutonity z moldanubika, jsou zde rozdíly kvalitativně obdobné, ale kontrast je ještě mnohem větší (srov. analýzy 1 a 4 v tab. 1).

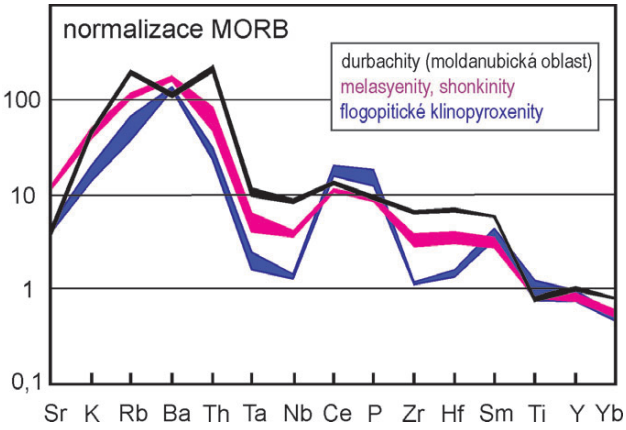
Všechny K-bohaté šošonitické až ultradraselné horniny včetně durbachitických plutonitů i hornin míšeňského masivu (Holub 1991, 1997, Wenzel et al. 1997) a chotělického



Obr. 2. Mikrofotografie pseudoleucitu v monzonitické hornině, hloubka 677,8 m. a – polarizované světlo (bez analyzátoru), b – zkřížené nikoly. Grafické měřítko odpovídá 1 mm.



Obr. 3. Rozpětí obsahů prvků skupiny vzácných zemin v horninách chotělického intruzivního komplexu, normalizovaných středním složením chondritů podle Boyntona (1984). Pro srovnání jsou vyneseny také dva reprezentativní vzorky typických durbachitů z moldanubické oblasti (černě).



Obr. 4. Rozpětí normalizovaných obsahů vybraných inkompatibilních prvků (uvažováno pro částečné tavení plášťových peridotitů) v horninách chotělického intruzivního komplexu. Normalizační hodnoty představují typické složení normálního bazaltu středooceánských hřbetů (MORB) podle Pearce (1982). Pro srovnání jsou vyneseny také dva reprezentativní vzorky typických durbachitů z moldanubické oblasti (černě).

komplexu dohromady spojuje nutnost předpokládat obohacení plášťových zdrojů výchozích magmat draslíkem a inkompatibilními stopovými prvky. Všechny tyto horninové komplexy se také vyznačují vysokými poměry LILE/HFSE a Th/Ta či Th/Nb (obr. 4), typickými pro litosférický plášť obohacený za procesů spjatých se subdukcí. Značné rozdíly však jsou v míře předchozího ochuzení pláště bazaltickými komponentami (viz např. variace v obsazích Na_2O a CaO) a zřejmě také v intenzitě obohacení i povaze a zdrojích obohacujících fluid či tavenin (viz např. různá míra obohacení o Rb a Th proti Ba mezi durbachity a chotělickými melasyenity). Hluboce subdukované granitické horniny, ze kterých vznikly vysokotlaké felzické granulity „moldanubického typu“ a z nichž byly podle Janouška a Holuba (2007) odvozeny i komponenty obohacující plášťové zdroje magmat moldanubických durbachitů, nelze považovat za univerzální zdroj obohacení litosférického pláště pro jiné části Českého masivu a pro geochemicky odlišné typy K-bohatých magmat.

Závěr

Chotělický komplex se petrograficky a geochemicky výrazně liší od ultradraselných plutonitů moldanubické zóny, přestože obsahy draslíku a celková hořečnatost jsou podobné. Zdá se, že horninové typy tohoto komplexu nemají žádnou obdobu nejen mezi dalšími plutonickými tělesy v Českém masivu, ale ani v jiných částech středo-západoevropských variscid. Komplex je proto důležitým důkazem toho, že nejen obecně mafická, ale dokonce i ultradraselná magmata mohla být v Českém masivu během variského cyklu generována z domén litosférického pláště, které se navzájem lišily složením a historií.

Poděkování. Tento výzkum byl finančně podpořen Grantovou agenturou České republiky (grant 205/09/0630) a částečně také výzkumným záměrem MŠM0021620855.

Literatura

BOYNTON, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P., ed.: Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry, 63–114. – Elsevier, Amsterdam – New York.

FOLEY, S. F. – VENTURELLI, G. – GREEN, D. H. – TOSCANI, L. (1987): The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. – Earth-Sci. Rev. 2, 81–134.

HOLUB, F. V. (1991): Petrogenetická interpretace chemismu kaliových lamproidů evropských hercynid na příkladu centrální a jižní části Českého masívu. – 265 s. MS Univ. Karl. v Praze.

HOLUB, F. V. (1997): Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: Petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation. – Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 31, 5–24.

JANOUŠEK, V. – HOLUB, F. V. (2007): The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – Proc. Geol. Assoc. 118, 75–86.

MATTE, P. – MALUSKI, H. – RAJLICH, P. – FRANKE, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. – Tectonophysics 177, 151–170.

MÜLLER, V. – VODIČKA, J. (1969): Strukturní vrt KN-3 v Chotělicích u Nového Bydžova. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1967, 136–137.

NASH, W. P. – WILKINSON, J. F. G. (1970): Shonkin Sag Laccolith, Montana I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. – Contr. Mineral. Petrology 25, 241–269.

PEARCE, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S., ed.: Orogenic Andesites and Related Rocks, 525–548. – John Wiley & Sons, Chichester – London – New York.

VLADYKIN, N. V. – GROZDANOV, L. A. – BONEV, I. K. (2001): Chemical composition and geochemical characteristics of the Svidnya magmatic potassic-alkaline association, Western Stara Planina Mountain. – Geochim. Mineral. Petrologija (Sofija) 38, 3–22.

VODIČKA, J. (1970): Plutonické horniny v podloží křídy na Královéhradecku. – Věst. Ústř. Úst. geol. 45, 157–162.

WENZEL, T. – MERTZ, D. F. – OBERHÄNSLI, R. – BECKER, T. – RENNE, P. R. (1997): Age, geodynamic setting, and mantle enrichment processes of a K-rich intrusion from the Meissen Massif (Northern Bohemian Massif) and implications for related occurrences from the Mid-European Hercynian. – Geol. Rdsch. 86, 556–570.