

PERALUMINICKÉ GRANITY NA JIŽNÍM OKRAJI TŘEBÍČSKÉHO PLUTONU

PERALUMINOUS GRANITE FROM THE SOUTHERN EDGE OF THE TŘEBÍČ PLUTON

DAVID BURIÁNEK

Abstract

Buriánek, D., 2008: Peraluminické granity na jižním okraji třebíčského plutonu, *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 151-167.

Peraluminous granite from the southern edge of the Třebíč pluton

Peraluminous granites are common rock types in the southern edge of the Třebíč pluton, Moldanubicum, Bohemian Massif. Based on petrographical data are subdivided on the biotite, garnet-biotite and tourmaline-biotite granites. Biotite and garnet-biotite granites are products biotite dehydration melting. However biotite rich enclaves, chemical and isotopic compositions indicated that magma mixing occurs between crust derivated garnet-biotite granite melt and hybrid granitoids (durbachite). The crystallization ages granites and their enclaves obtained from monazite (CHIME, ~323 Ma) are younger than age of durbachite intrusion (~335 Ma; KOTKOVÁ *et al.* 2003). Biotite and garnet-biotite granites represent independent intrusion generated during initial phases postorogenic magmatic activity in the Moldanubicum, as the result interaction between late durbachite melt and crustal melt. Younger tourmaline-biotite granite and pegmatite veins were generated from B-rich and F poor residual melt on the end of the crystallisation of biotite and garnet-biotite granites.

Key words: peraluminous granites, enclaves, garnet, O and Nd-Sr isotopes, Třebíč pluton, Moldanubicum, Bohemian Massif

David Buriánek, Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno; david.burianek@geology.cz

Úvod

Durbachity třebíčského plutonu bývají provázeny řadou typů peraluminických granitů, které tvoří drobná tělesa a žíly (BUBENÍČEK 1968; BURIÁNEK 2004; RENÉ a STELLING 2007). Tyto taveniny jsou jedním z projevů poměrně rozsáhlé plutonické aktivity v oblasti moldanubika svázané s variskou orogenezí.

Vmístění většiny variských granitoidů v moldanubiku spadá do období kolapsu zesílené kontinentální kůry. V té době došlo k rychlému výzdvihu provázeného LP-HT metamorfózou. Zvláště v rulách jednotvárné skupiny vzniká dekompresními reakcemi sillimanit a cordierit. Na východním okraji moldanubika byla tato metamorfóza datována na základě stáří monazitu v rozmezí 333-335 Ma (BÜTTNER a KRUHL 1997). Tento věk nám indikuje vrchol izotermálního výzdvihu (upliftu) v této části moldanubika. Nejrozsáhlejší magmatická aktivita byla v té době vázána na moldanubický pluton. Jeho vývoj probíhal v poměrně dlouhém časovém intervalu a v několika fázích (KOLLER a KLÖTZLI 1998). Starší skupina synorogenetických plutonitů (asi 350-335 Ma) je reprezentována malými tělesy pyroxenických gaber, amfibolických dioritů, křemenných monzonitů a dále se do této

skupiny řadí granity typu Weinsberg a v neposlední řadě tělesa durbachitů. Mladší skupina tvořená hlavně post-orogenními granitoidy (333–315 Ma) jsou reprezentovány o širokou škálu biotitických, dvojslídnych až muskovitických granitů a granodioritů. Geochemicky nejde o skupinu homogenní. Typ Mauthausen představuje typický I-typ granitu, zatímco typ Eisgarn je typickým zástupcem S-typových granitů. Podle dnešních představ je hlavním zdrojem tepla pro vznik těchto granitoidů plášťové magma, nebo radioaktivní rozpad ve zesílené kontinentální kůře (GERDES *et al.* 2000). V důsledku dekompresních metamorfických reakcí v jednotvárné skupině (BÜTTNER a KRUHL 1997) dochází k anatexi a vznikají peraluminické taveniny. Intruze těchto korových tavenin souvisí s extenzí moldanubika (~320 Ma). Peraluminické granity jsou plošně nevýznamné, ale mají velký význam pro pochopení závěrečných fází variské orogeneze v moldanubiku. Velká část těles těchto granitů je prostorově svázána s durbachity.

Lom Královec odkryl intruzivní kontakt durbachitů s jejich okolím a umožňuje detailně studovat horniny, které byly dříve některými autory označovány jako okrajové aplity. Ve skutečnosti jde o migmatity (diatexity až metatexity) a peraluminické granity. Právě tyto horniny mohou odpovědět na řadu otázek týkajících se vztahu mezi peraluminickými taveninami a durbachitovými tělesy. Na základě petrografie a geochemie bylo zjištěno, že se tyto granity poněkud odlišují od většiny peraluminických granitů v třebečském masívu (BURIÁNEK 2004). Granity s granátem byly na této lokalitě nově zpracovány autory RENĚM a STELLINGEM (2007). Některé jejich závěry jsou ovšem v rozporu s údaji prezentovanými v tomto článku.

Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopě Cameca SX-100 na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně. Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 30 nA, načítací čas 20 sekund, operátor R. Čopjaková. Jako standardu bylo užito (K α rtg linie): augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti). Empirické vzorce živců byl přepočteny na 8 atomů kyslíku. Datování monazitu metodou CHIME (SULOVSKÝ *et al.* 2003) provedl na stejném zařízení P. Sulovský. Krystalochemické vzorce slíd jsou vypočteny na 20O+4OH+F, krystalochemický vzorec turmalínu na 31 aniontů, přičemž ze stechiometrie byl dopočten B = 3, OH+F = 4 a krystalochemický vzorec granátu byl vypočten na 12O. Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983). Horninové analýzy byly provedeny metodou ICP-MS v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Geochemická data byla přepočtena pomocí programu GCDkit (JANOUSEK *et al.* 2003). Analýzy izotopů kyslíku byly provedeny laboratořích Actlabs, Kanada. Izotopické analýzy Sr a Nd bylo provedeno v laboratoři radiogenních izotopů ČGS v Praze na hmotovém spektrometru Finnigan MAT 262 (V. Janoušek).

Geologická charakteristika

Lom se nachází asi 2 km jv. od Jaroměřic nad Rokytnou vpravo od silnice, vedoucí do obce Příštpo, při jižním okraji třebečského plutonu. V lomu vystupuje široká škála hornin, od amfibol-biotitických durbachitů až po leukokratní peraluminické granity. Kontakt mezi granity a durbachity je relativně ostrý. Při kontaktu s granity je vyvinuta až několik m mocná zóna durbachitu s biotitem. Mezi ostatními subtypy granitoidů pozorujeme neostře přechody. Všechny horniny jsou pak proráženy drobnými žilami granitů až pegmatitů s turmalínem.

Durbachity třebíčského plutonu tvoří relativně ploše uložené těleso, což potvrzují i vrtná a geofyzikální data, podle nichž je třebíčský pluton ploché těleso s relativně malou mocností (REJL a SEDLÁK 1987). Durbachitové magma bylo generováno parciálním tavením flogopitem bohatého hydratovaného pláště a tonalitové kůry (FOLEY 1992). Tento proces bývá spojován s teplotním vyrovnáváním zesílené kontinentální kůry během postkolizní extenze orogénu. Mixing a homogenizace probíhaly nejen ve spodní kůře, ale i během výstupu a vmístění magmatu. Homogenizace obou magmat však nebyla úplná (GERDES *et al.* 2000). Většina těles durbachitů je situována při bázi gföhlského příkrovu (HOLUB 1997) nebo mezi drosendorfským příkrovem a jednotvárnou skupinou moldanubika (BÜTTNER a KRUHL 1997).

Tělesa peraluminických granitů durbachity velmi často proráží v podobě žil a drobných těles. Tělesa těchto granitů jsou v jižní části třebíčského hojná.

Petrografie

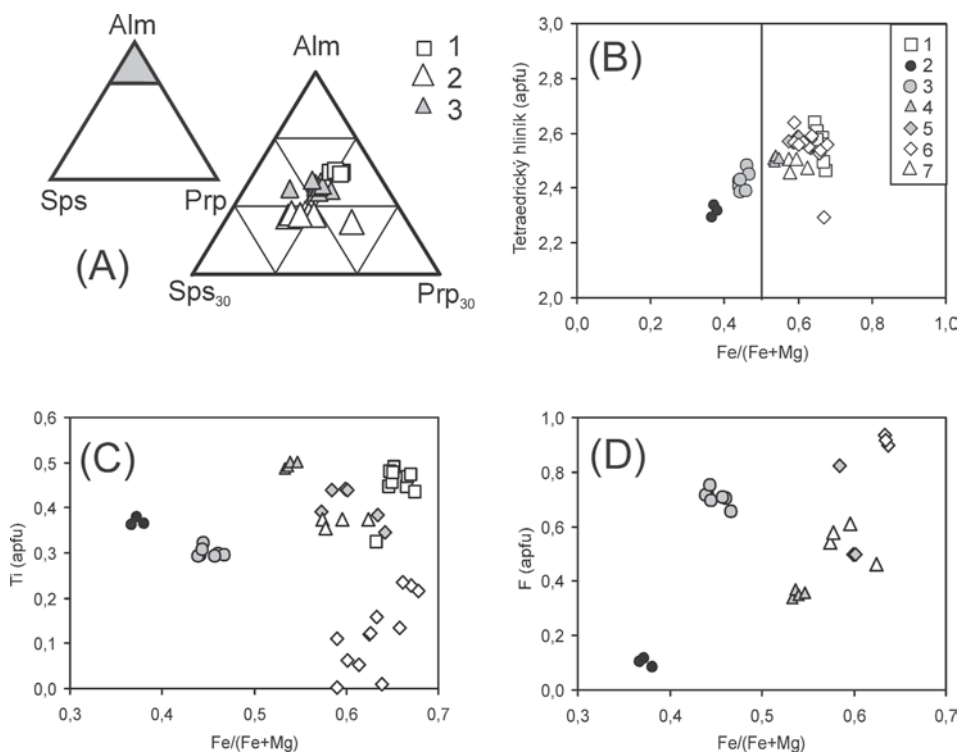
V lomu Královec vystupuje celá řada typů granitoidů, které se liší svým chemickým a minerálním složením:

Typ I. je středně zrnitý porfyrický amfibol-biotitický durbachit s vyrostlicemi hypautomorfního pertitického draselného živce (Ab_{12}). Plagioklas (An_{33-36}) je oscilačně zonální a tvoří hypautomorfně omezená zrna až 1 cm velká. Převažujícím tmavým minerálem je biotit a méně hojný je sloupcovitý amfibol, který vzácně uzavírá reliktu klinopyroxenu. Biotit ($X_{Fe} = 0,37-0,38$; $IVAl = 2,30-2,33$ apfu) bývá pouze vzácně postižen chloritizací. Apatit a zirkon jsou běžné akcesorické minerály, méně hojný je monazit. Durbachity obsahují xenolity vápenatosilikátových hornin ($Grt+Px+Pl+Cal$) a mafické enklávy o velikosti 5–20 cm.

Typ II. je biotitický durbachit, který vystupuje na kontaktu mezi amfibol-biotitickými durbachity a granity. Od předchozí skupiny se liší nepřítomností amfibolu a pyroxenu.

Typ III. reprezentují drobnozrnité biotitické granity. Plagioklas je hypautomorfní nevýrazně pozitivně zonální (An_{21-23}) na okrajích mívá lem tenký lem kyselého plagioklasu (An_5). Draselné živce jsou xenomorfní (Ab_{7-11}) někdy jsou na okrajích vyvinuty myrmekity. Typické jsou relativně vysoké obsahy BaO (0,16–0,17 hm.%) a SrO (0,06–0,11 hm.%). Biotity (obr. 1) se chemicky poněkud liší od předchozí skupiny granitů ($X_{Fe} = 0,53-0,55$; $IVAl = 2,51-2,52$ apfu). Typickým akcesorickým minerálem je dlouze sloupcovitý apatit, dále se vyskytuje monazit a zirkon.

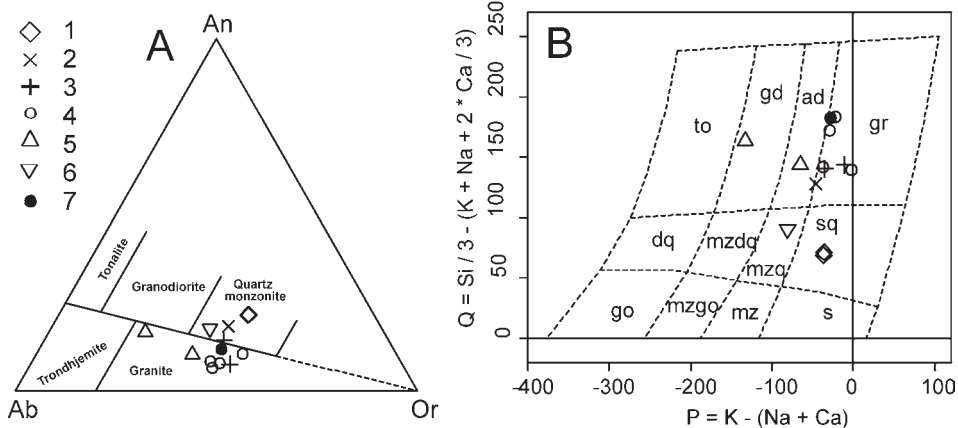
Typ IV. zahrnuje biotitické až granát-biotitické středně zrnité granity. Biotitické granity typu III a IV do sebe neostře přecházejí. Granity se skládají z automorfního až hypautomorfního plagioklasu, často postiženého silnou sericitizací, který je charakterizován nevýraznou pozitivní zonálností (An_{16-20}). Draselný živec je postižen sericitizací jen málo a místy je slabě zakalen jílovými minerály. Lokálně obsahují granity až 3 cm velké vyrostlice poikilitického granátu, které bývají někdy lemovány až několik mm mocným leukokratickým lemy (bez biotitu). Granát uzavírá především zrna křemene méně častá jsou zrna živců případně lupínky biotitu. Chemické složení granátu (obr. 1) je poměrně homogenní (Alm_{78-82} Sps_{7-14} Prp_{6-15} Adr_{0-2}). Granát je často zatlačován cordieritem, který však bývá výrazně postižen sekundárními přeměnami. Společně s cordieritem bývá přítomen biotit. Plagioklas v leukokratických částech granitů v okolí granátů vykazuje nižší bazicitu (An_{14-15}). Draselný živec (Ab_{08}) bývá xenomorfní a pertitický. Silimanit tvoří až 3 mm dlouhé agregáty jehlicovitých krystalů. Biotit ($X_{Fe} = 0,57-0,68$; $IVAl = 2,52-2,64$ apfu) s odlehlou hodnotou 2,29) tvoří tlusté lupínky bez výraznějších projevů druhotných přeměn jako je chloritizace. Složení ilmenitu je relativně homogenní (Ilm 85–96 %, Prf 4–15 %).



Obr. 1. Chemické složení granátů (A) a biotitu (B-D): (A) ternární Sps-Alm-Prp diagram pro granáty z migmatitů (Myslibořice, 1) a granitů typ IV (lom Královec, 2 - granát částečně nahrazený cordieritem, 3 - poikilitické zrno granátu); (B) diagramy ${}^{\text{IV}}\text{Al}$ vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, (C) Ti vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ pro slidy z lokalit (1) Myslibořice a lom (2-7) Královec: (1) migmatit, (2) durbachit typ I, (3) enklavy v granitech typu IV, (4) granity typu III, (5) biotit I z granitů typu IV, (6) biotit II z granitů typu IV, (7) granity typu V.

Fig. 1. The chemical composition of garnet (A) and biotite (B-D): (A) ternary Sps-Alm-Prp diagram of garnets from migmatite (Myslibořice, 1) and granite type IV (quarry Královec, 2 - garnet partially replaced by cordierite f, 3 - poikilitic grain of garnet); (B) plots ${}^{\text{IV}}\text{Al}$ vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, (C) Ti vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, (D) Ti vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ of mica samples from locality Myslibořice (1) and quarry Královec (2-7): (1) migmatite, (2) durbachite type I, (3) enclave from the granite type IV, (4) granite type III, (5) biotite I from granite type IV, (6) biotite II from granite type IV, (7) granite type V.

Zejména ve střední části lomu se místy objevují mafické enklávy od několika cm do několika dm velké. Kontakt s okolními granity bývá většinou ostrý. Někdy bývají tyto jemnozrné až středně zrnité enklávy obklopeny granitem bohatým biotitem, který je často porfyrický a připomíná leukokrání durbachit. Enklávy mají velmi podobné minerální složení jako okolí. Hlavním minerálem je biotit (až 50 mod. %). Plagioklas někdy bývá chemicky homogenní (An_{23-24}), avšak často je v katodoluminiscenčním mikroskopu patrné že nepravidelně omezený střed (An_{24-26}) je lemován zónou s nižší bazicitou (An_{23-24}). Na okrajích některých plagioklasů jsou hojně inkluze biotitu. Draselná živec ukazuje v CL mikroskopu smouhovitou zonálnost. Tato zonálnost patrně odráží rozdíly v obsahích BaO (střed 0,35 okraje 0,19 hm. %). Biotit (obr. 1B-D) se svým chemickým složením blíží biotitu z durbachitů ($X_{\text{Fe}} = 0,44-0,47$; ${}^{\text{IV}}\text{Al} = 2,39-2,48$ apfu). Enklávy jsou bohaté na akcesorické minerály jako je monazit a apatit. Dlouhé zonální jehlicovité apatity se často koncentrují na okrajích plagioklasu a v biotitu. Někdy obsahují větší zrna apatitu ve středu drobné inkluze



Obr. 2. Klasifikace hornin z lomů Královec and Myslibořice v diagramech (A) An-Or-Ab (O'CONNOR 1965), (B) Q-P (DEBON - LE FORT 1983) go - gabro, diorit, anorthosit; mzgo - monzogabro, monzodiorit; mz - monzonit; s - syenit; dq - qtz diorit, qtz gabro, qtz anortozit; mzdq - křemenný monzodiorit, qtz monzogabro; mzq - křemenný monzonit; sq - křemenný syenit; to - tonalit, trondhjemit; gd - granodiorit, granogabro; ad - adamellit; gr - granit: (1) Amp-Bt durbachit typ I, (2) Bt durbachit typ II, (3) Bt granit typ III, (4) Bt a Grt-Bt granit typ IV, (5) Bt granit typ IV s mafickými enklávami, (6) mafická enkláva, (7) migmatit.

Fig. 2. Classification of the rocks from quarries Královec a Myslibořice in the diagram a) An-Or-Ab (O'CONNOR 1965) and (B) Q-P (DEBON - LE FORT 1983) go - gabro, diorite, anorthosite; mzgo - monzogabro, monzodiorite; mz - monzonite; s - syenite; dq - qtz diorite, qtz gabro, qtz anorthosite; mzdq - qtz monzodiorite, qtz monzogabro; mzq - quartz monzonite; sq - quartz syenite; to - tonalite, trondhjemite; gd - granodiorite, granogabro; ad - adamellite; gr - granite: (1) Amp-Bt durbachite type I, (2) Bt durbachite type II, (3) Bt granite type III, (4) Bt a Grt-Bt granite type IV, (5) Bt granite type IV with mafic enclaves, (6) mafic enclave, (7) migmatite.

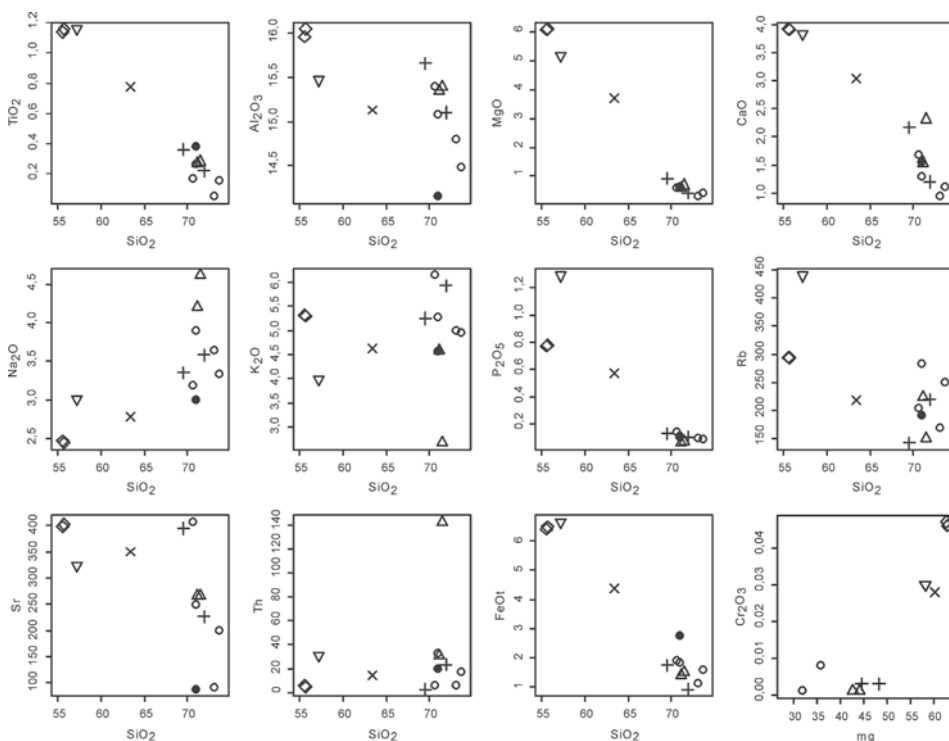
biotitu. Zonálnost apatitů, zirkonů a monazitů je poměrně složitá a na okrajích nepravidelná. Mnohdy je patrné rozpouštění a opětovné obrůstání těchto minerálů

Typ V. zahrnuje mladší středně zrnité turmalín-biotitické granity až hrubozrnné pegmatity. Tyto horniny tvoří žíly od několika cm do několika dm. Granity někdy obsahují turmalinické nodule. Nodule se skládají z centrální části bohaté turmalínem a leukokrátního lemu, který se od okolní horniny liší nepřítomností tmavých minerálů. Turmalín je xenomorfní a zatlačuje živec. Nodule dosahují až 10 cm v průměru a obsahují skoryl-dravitový turmalín ($X_{Fe} = 0,43-0,57$; $Al = 6,11-6,57$ apfu). V pozici X převažuje Na (0,62-0,71 apfu) a Ca je zastoupeno jen podružně (0,06-0,15 apfu). Obsahy fluóru se pohybují v rozmezí 0,03 až 0,32 apfu. Tento chemicky relativně homogenní turmalín je na okrajích nodule obrůstán mladším jehlicovitým turmalínem. Tento mladší skoryl-dravit je charakterizován nižšími obsahy Na (0,47-0,64 apfu) a většinou také Ca (0,02-0,15 apfu). Okolní granit obsahuje hypautomorfní kyselý plagioklas (An_{16-17}), xenomorfní křemen a perthitický draselný živec (Ab_{15-16}). Draselný živec v hornině a leukokrátním lemu nodule je chemicky relativně homogenní, což dokládají i podobné obsahy stopových prvků (BaO 0,11-0,24 a SrO 0,09-0,04 hm. %). Naproti tomu plagioklasy v leukokrátním lemu mají na okrajích zrn nižší bazicitu a bývají výrazněji postižené sericitizací (An_{12-17}). Plagioklas uvnitř nodule je výrazně sericitizován a má nízkou bazicitu (An_{2-4}). Také draselný živec se mírně liší (Ab_{2-10}), ale obsahy BaO a SrO jsou srovnatelné s živci v okolním granitu. Biotit ($X_{Fe} = 0,57-0,62$; $^{IV}Al = 2,47-2,50$ apfu) se vyskytuje jako samostatné lupínky, nebo tvoří drobné shluky. V malém množství se objevuje sekundární muskovit, který vzniká na úkor draselných živců.

Pro srovnání byl jako typický příklad migmatitů z okolí třebíčského plutonu použit vzorek ze zaniklého lomu u obce Myslibořice. Tato lokalita leží severovýchodně od popisovaného lomu. Jde o stromatitický migmatit s minerální asociací Qtz+Pl+Kfs+Ms+Bt+Grt. Granát tvoří drobná izometrická zrna 1-5 mm velká ($Alm_{83-84} Sps_{4-6} Prp_{9-11} Andr_2$). Biotit ($X_{Fe} = 0,63-0,67$; $IVAl = 2,46-2,64$ apfu) se vyskytuje jako samostatné lúpinky, nebo lemuje některá zrna granátu. Muskovit vzniká na úkor draselného živce.

Geochemická charakteristika

Mezi jednotlivými skupinami granitoidů na studované lokalitě existují rozdíly v chemickém složení. Podle diagramu Ab-An-Or (O'CONNOR 1965) můžeme durbachity (typ I a II) a biotitický xenolit v biotitických granitech klasifikovat jako křemenné monzogranity (obr. 2A). Ostatní horniny leží v poli granitů (obr. 2). Poněkud podrobněji člení tyto horninové skupiny diagram Q-P (DEBON a LE FORT 1983) durbachitové horniny spadají do polí odpovídajících granitům, křemenným syenitům a křemenným monzogranitům (obr. 2B). Biotitické granity typu IV leží v polích granodioritů a adamelitů. Ostatní horniny opět leží v poli granitů. Pouze jeden ze vzorků biotitických granitů typu III leží na při hranici mezi těmito dvěma klasifikačními poli. V Harkerových diagramech jsou patrné některé trendy ve vývoji obsahů některých hlavních a stopových prvků oproti SiO_2 (obr. 3).



Obr. 3. Diagramy pro vybrané hlavní a stopové prvky v horninách z lomů Královec a Myslibořice (značky stejné jako na obr. 1).

Fig. 3. Selected major and trace element variation of the rocks from quarries Královec and Myslibořice (symbols as in fig. 1).

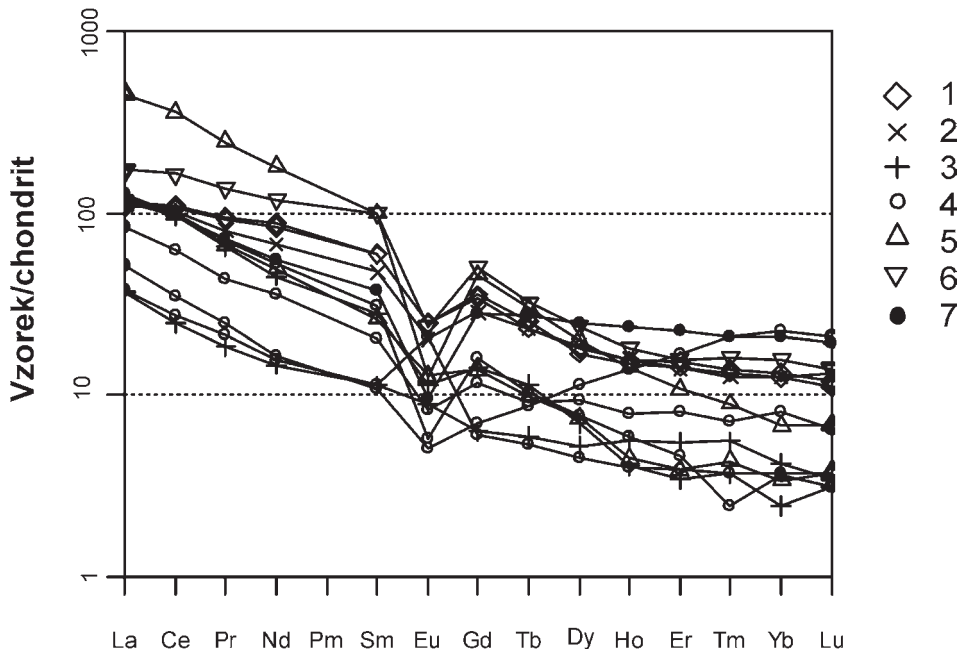
Tabulka 1. Hlavní geochemické charakteristiky studovaných hornin, T* = zirkonová (Zr; WATSON a HARRISON, 1983) a monazitová (Mnz; MONTEL, 1993) saturační teplota. (I-IV typy granitů, enkláva v granitu typu IV, migmatit z lokality Myslibořice).

Table 1. The main geochemical characteristics of the studied rocks, T* = zircon (Zr; WATSON and HARRISON, 1983) and monazite (Mnz; MONTEL, 1993) saturation temperature (I-IV granite type, enclave in granite type IV, migmatite from locality Myslibořice).

hornina počet vz.	I 2	II 1	III 2	IV 7	Bt enkl. 1	migmatit 1
T*(Zr)	829-834	841	772-763	708-833	-	-
T*(Mnz)	737-743	769	688-787	694-916	-	-
FeOt	6,41-6,50	4,36	0,91-1,74	1,10-1,88	6,66	2,74
TiO ₂	1,14-1,16	0,78	0,22-0,36	0,05-0,28	1,16	0,38
Al ₂ O ₃	15,96-16,05	15,13	15,10-15,66	14,48-15,40	15,47	14,15
MgO	6,10-6,12	3,71	0,91-0,41	0,29-0,67	5,2	0,61
CaO	3,91-3,92	3,04	1,20-2,17	0,94-2,31	3,83	1,54
P ₂ O ₅	0,77-0,78	0,57	0,10-0,13	0,06-0,14	1,29	0,11
Cr ₂ O ₃	0,47-0,46	0,028	0,003	0,000-0,001	0,03	-
Ba	1779-1818	1648,9	652-1118	499-4956	1308,2	584
Rb	294	218,8	142-219	250-282	440,5	190,1
Sr	398-403	350,2	226-395	200-407	323,7	87,3
Ni	79	45,6	5,8-6,8	9-12	17,8	0
Y	32-33	31	9-11	8-30	39,7	51,2
Ta	2	1,5	0,5	0,2-1,3	2,1	0,4
Zr	441-458	368,1	125-147	93-276	412,2	168,8
K ₂ O/Na ₂ O	2,15-2,17	1,66	1,57-1,66	0,57-1,93	1,32	1,53

Velmi podobné chemické složení mají durbachity (typ I a II) a biotitem bohaté xenolity v biotitických granitech (typ IV). Všechny tři skupiny (obr. 4) mají podobný tvar křivek REE normalizovaných na chondrit podle Boyntona (1984). Vždy je výrazný klesající trend od LREE k HREE ($La_N/Yb_N = 8,62-11,05$) a je vyvinuta záporná Eu anomálie ($Eu/Eu^* = 0,33-0,55$). Oproti ostatním granitům se tyto horniny vyznačují nižšími obsahy SiO₂ (55,6-63,4 hm. %), Na₂O (2,4-2,8 hm. %) a také A/CNK (1,00-0,94). Naopak obsahy řady prvků jsou oproti granitům podstatně vyšší jako například FeOt (4,4-6,6 hm. %), MgO (3,7-6,1 hm. %), P₂O₅ (0,07-0,14 hm. %), TiO₂ (0,78-1,16 hm. %), Cr₂O₅, Ni (viz. obr. 3).

Ve skupině granitů můžeme pozorovat pokles obsahů Na₂O a CaO od granitů s granátem k biotitickým granitům. Granity typ IV a III jsou peraluminické (A/CNK = 1,13-1,03) obsahy jsou pro oba typy granitů podobné SiO₂ (69,5-73,7 hm. %), FeOt (1,0-2,0 hm. %), MgO (0,3-0,9 hm. %), P₂O₅ (0,06-0,14 hm. %), TiO₂ (0,05-0,36 hm. %), Na₂O (3,3-4,6 hm. %). Rozdíly v chemickém složení však existují i mezi jednotlivými podtypy granitů typu IV. Granity obsahující biotitem bohaté xenolity mají poněkud nižší poměr K₂O/Na₂O (0,58-1,09) než ostatní granitoidy (1,35-1,93). Tvary křivek REE normalizovaných na chondrit jsou pro většinu granitů podobné a vyznačují se poklesem obsahů směrem od La k Lu ($La_N/Yb_N = 8,73-67,61$). Poněkud výjimečné postavení má vzorek granitu typu IV s výrazným obsahem granátu v němž jsou obsahy HREE vyšší ($La_N/Yb_N = 2,29$). Europiová anomálie bývá u většiny vzorků záporná ($Eu/Eu^* = 0,18-0,58$), vzácně však může být i kladná ($Eu/Eu^* = 1,05-2,29$). Drobnozrné biotitické granity typu III mají nižší obsahy F (290 ppm) než biotitické granity typu IV (820 ppm). Obsahy bóru v granitech a granodioritech jsou relativně nízké (18-19 ppm).



Obr. 4. Chondritem normalizované křivky REE pro horniny z lomů Královec a Myslibořice (značky stejné jako na obr. 1). Hodnoty pro chondrit podle BOYNTON (1984).

Fig. 4. Chondrite-normalized REE patterns for rocks from quarries Královec and Myslibořice (symbols as in fig. 1). Chondrite values are from BOYNTON (1984).

Stáří hornin v lomu Královec

Durbachity třebíčského plutonu byly datovány 340 ± 8 Ma (HOLUB *et al.* 1997; Pb-Pb single-zircon evaporation) a nově $335,2 \pm 0,5$ Ma (KOTKOVÁ *et al.* 2003; U-Pb zirkon). Biotitické granity obsahují monazity s jednoduchou nebo oscilační magmatickou zonálností. Vzácně jsou na okrajích patrně mladší zóny, které zatlačují starší jádra. Na základě datování monazitu (metodou CHIME) bylo zjištěno pro biotitické granity stáří 323 ± 7 Ma (22 analýz). Mladší zóny na okrajích zrn monazitů poskytla věky 302 ± 11 Ma (5 analýz). Tyto okraje však patrně vznikly v důsledku interakce s pozdně magmatickými fluidy a získaný údaj tedy není možné použít k datování. Monazity z xenolitů rul vykazují ve střední části nepravidelné oscilační růstové zonálnosti přičemž výsledné věky vypočtené pro jednotlivá zrna jsou 323 ± 4 Ma (30 analýz). Okraje nesou známky rozpouštění a opětovného dorůstání.

Izotopické složení hornin

Izotopické složení kyslíku durbachitů $\delta^{18}\text{O}$ (8,39 SMOW) je podobné jako izotopické složení kyslíku v biotitickém granitu typu IV (8,56 SMOW). Hodnoty $\epsilon\text{Nd}_{323} = -6,51$ a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{323} = 0,71133$, pro biotitické granity typu IV jsou podobné jako hodnoty pro biotitický granity typu III ($\epsilon\text{Nd}_{323} = -7,08$ a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{323} = 0,71176$). Zároveň jsou velmi podobné hodnotám publikovaným pro durbachity z třebíčského plutonu (HOLUB a JANOŮŠEK 2003) $\epsilon\text{Nd}_{337} = -6,3$ a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{337} = 0,71026$. Izotopové hodnoty získané pro biotitické granity také blíží hodnotám v některých horninách moldanubického plutonu (JANOŮŠEK *et al.* 2007).

Tabulka 2. Chemické složení hornin v lomu Královec: I-IV typy granitů, enkláva v granitu typu IV.

Table 2. Chemical compositions of rocks in the Královec quarry: I-IV types of granites and enclave in granite type IV.

hornina	I	II	III	IV	enkláva
SiO ₂	55,55	63,44	71,94	73,19	57,19
TiO ₂	1,14	0,78	0,22	0,05	1,16
Al ₂ O ₃	15,96	15,13	15,1	14,8	15,47
Fe ₂ O ₃	7,12	4,85	1,01	1,22	7,4
MnO	0,1	0,09	0,02	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,046	0,028	0,003	0,001	0,03
MgO	6,1	3,71	0,41	0,29	5,2
CaO	3,92	3,04	1,2	0,94	3,83
Na ₂ O	2,47	2,78	3,58	3,64	3,01
K ₂ O	5,32	4,62	5,93	4,99	3,98
P ₂ O ₅	0,77	0,57	0,1	0,09	1,29
Celkem	99,71	99,75	99,91	99,99	99,75
LOI	1,2	0,7	0,4	0,7	1,1
Ba	1817,7	1648,9	651,6	397,4	1308,2
Co	24,2	15,1	2	1,8	16,4
Cu	32	14,1	1,2	3,1	10,8
Ni	79	45,6	6,8	3,9	17,8
Rb	294,3	218,8	219,7	168,9	440,5
Sr	398	350,2	226,4	91,4	323,7
V	125	76	16	5	117
Sn	2	3	2	3	4
Zn	88	87	19	16	137
As	12,2	39,9	2,2	22,3	14,9
U	5,9	7,8	9,6	6,4	39,2
Nb	26	14,3	5,7	1,4	29,7
Mo	1,2	0,9	0,8	0,5	1,2
Y	31,9	31	8,6	29,8	39,7
Zr	441	368,1	125,1	55,7	412,2
Pb	3,9	6,4	6,9	7,7	4,7
Cs	12,9	11,1	3,6	3,5	21,8
Th	5,9	14,3	23,3	5,5	30,9
Ta	2,1	1,5	0,5	0,2	2,1
Hf	12,5	9,7	4,1	1,8	11
Sc	17	12	3	6	19
Tl	2,1	1,5	0,3	0,1	2,9
Bi	0,4	0,3	0,1	1	0,2
W	0,8	0,9	0,4	1	1,6
Ga	24,8	19	20,5	17,1	24,5
La	34,2	35,3	35,9	16	53,6
Ce	85,6	82,1	77,9	28,3	132,7
Pr	11,4	9,86	7,95	2,99	16,66
Nd	50,6	40,4	26,9	9,8	70,9
Sm	11,6	9,3	5,4	2,1	19,6
Eu	1,8	1,49	0,83	0,37	1,75
Gd	9,16	7,38	3,62	1,79	13,11
Tb	1,2	1,1	0,54	0,41	1,52
Dy	5,46	6	2,24	3,7	7,6
Ho	1,06	1,13	0,29	0,99	1,31
Er	3	2,96	0,72	3,53	3,31
Tm	0,43	0,41	0,12	0,67	0,52
Yb	2,6	2,61	0,51	4,71	3,27
Lu	0,36	0,42	0,1	0,68	0,45

Granity typ III a IV

V granitech typu IV můžeme rozlišit dvě minerální asociace, které vznikly v různých etapách vývoje horniny. Biotit (tab. 3) z těchto granitů podle klasifikace TISCHENDORFA *et al.* (1997) odpovídá hořečnatému siderofylitu, avšak v jednotlivých minerálních asociacích v granitech typu IV má odlišné chemické složení (obr. 1B-D). Existenci nejméně dvou paragenetických typů dokládají obsahy Ti. Rozdílné obsahy Ti v biotitech popisuje již RENÉ (2005) a RENÉ a STELLING (2007). Biotity I rozptýlené v hornině mají vyšší obsahy Ti (0,35–0,44 apfu) než biotity II, které vytváří na okrajích magmatických biotitů myrmekitické srůsty s křemenem, nebo jsou v asociaci s cordieritem (0,00–0,24 apfu Ti). Migmatizované ruly v okolí třebičského plutonu obsahují biotit ($X_{Fe} = 0,63–0,67$; $IVAl = 2,46–2,64$ apfu), který se svým složením blíží biotitu I v granitech typu IV, avšak poněkud se odlišují od biotitu v biotitem bohatých enklávách v těchto granitech. Biotit v enklávách se svým složením naopak blíží biotitu z okolních durbachitů. Biotit z durbachitů a enkláv granitech typ IV leží v klasifikaci TISCHENDORFA *et al.* (1997) v poli železnatých flogopitů.

Nízké poměry Rb/Sr = 0,4–1,6 (HARRIS a INGER 1992) a vysoké poměry CaO/Na₂O = 0,2–0,9 (SYLVESTER 1998) u horninových analýz granitů typu III a IV napovídají, že jde o produkt tavení biotitem bohatých metapsamitů. Svým chemickým složením se výrazně blíží horninám vzniklým dehydratačním tavením biotitu (PATIÑO-DOUCE a HARRIS 1998). Chemické složení (Q–Ab–Or diagram) naznačuje, že krystalizace taveniny probíhala za relativně nízkých tlaků (kolem 5 kbar) a za nízké aktivity H₂O (BURIÁNEK 2004). Přítomnost biotitem bohatých enkláv naznačuje, že při svém vzniku byly tyto granity v kontaktu s taveninou durbachitového složení. To také ukazuje chemické složení enkláv a izotopová data získaná z granitů.

Starší minerální asociace tvořená granátem, sillimanitem, biotitem I a plagioklasovými inkluzemi v granátu vznikla v počátcích krystalizace granitové taveniny. Zirkoniová saturační teplota (WATSON a HARRISON 1983) pro tyto granity je 710–830 °C a monazitová 690–920 °C (MONTEL 1993). Zirkon bývá vzácně uzavírán i v granátu a proto je patrně tato teplota blízká teplotě vzniku zmíněné minerální asociace. Granát tvoří kolem 1 až 3 cm velká poikilitická zrna, často lemovaná až 1 cm mocným leukokratním lemem. Leukokratní lem se od okolí liší nižším obsahem biotitu. Podobné poikilitické výrostlice granátu lemované leukokratním lemem bývají popisovány buď jako výsledek postmagmatické metasomatózy (KOTAK a COREY 1988), nebo magmatické krystalizace (PROPACH a GILLIESSEN 1984). Někdy je granát naopak obklopen většími akumulacemi biotitu II. Zrna granátu jsou relativně velká a uzavírají četné inkluze křemene a plagioklasu. Plagioklas je chemicky shodný s plagioklas v okolním granitu. Neobsahují inkluze minerálů typických pro restity jako je sillimanit nebo spinel. Sillimanity vyskytující se v okolí granátu většinou vznikly až krystalizací z taveniny. Tato skutečnost dokládá, že také granát mohl vznikat v počátečních stádiích krystalizace granitové taveniny. Avšak granáty nevykazují žádnou výraznou zonálnost (obr. 1A). Pouze na okrajích drobných zrn je někdy zřetelný nárůst spessartinové komponenty. RENÉ a STELLING (2007) rozdělují dvě generace granátu na základě texturních znaků, ale podle publikovaných dat jde po chemické stránce o stejné granáty. Větší poikilitická zrna granátu jsou totiž často složena z jednotlivých subzrn, které mají stejnou zonálnost jako drobná zrna řazená RENÉM a STELLINGEM (2007) k jinému strukturnímu typu. Chemickým složením se blíží granátu z migmatizovaných biotitických rul v okolí třebičského plutonu (na lokalitě Myslibořice je přítomen granát o složení $Alm_{83-84} Sps_{4-6} Prp_{09-11} Adr_{0-2}$). Navíc je jeho rozložení v hornině značně nerovnoměrné; v některých částech granitového tělesa je hojný a v jiných naprosto chybí. Granity obsahujícího granát většinou obsahují sillimanit. Také tento minerál není běžný

Tabulka 3. Chemické složení turmalínu a biotitu.

Table 3. Chemical composition of tourmaline and biotite.

minerál	Tu	Tu	Tu	Bt	Bt	Bt	Bt
hornina	typ V (113)	typ V (114)	typ V121	enklava	typ III	typ IV	TypV
SiO ₂	35,22	35,00	36,27	37,10	36,16	35,08	35,56
TiO ₂	0,91	1,17	0,71	2,59	4,40	0,02	3,23
Al ₂ O ₃	31,86	31,57	32,55	16,78	16,85	21,34	17,46
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,03	-	0,02	0,022	0,013
FeO	9,90	10,27	8,12	16,63	19,33	21,05	20,66
MgO	4,90	4,58	5,42	11,89	9,25	8,20	7,85
CaO	0,54	0,57	0,41	-	-	-	-
MnO	0,17	0,17	0,05	0,25	0,19	0,19	0,38
Na ₂ O	2,05	2,01	1,78	0,10	0,07	0,30	0,10
K ₂ O	0,03	0,08	0,05	9,67	9,68	9,04	9,53
F	0,60	0,68	0,44	1,50	0,73		1,25
H ₂ O *	3,30	3,25	3,42	3,25	3,59	3,91	3,27
B ₂ O ₃ *	10,39	10,34	10,52	-	-	-	-
O=F	0,25	0,29	0,19	0,65	0,33	0,01	0,54
Celkem	99,88	99,69	99,76	100,39	100,59	99,16	99,84
Si ⁴⁺	5,890	5,882	5,992	5,593	5,480	5,359	5,494
^{iv} Al ³⁺	0,110	0,118	0,008	2,407	2,520	2,641	2,506
^{vi} Al ³⁺	6,168	6,133	6,330	0,574	0,491	1,203	0,673
Ti ⁴⁺	0,115	0,148	0,089	0,293	0,502	0,002	0,376
Cr ³⁺	0,001	0,000	0,003	0,000	0,002	0,003	0,002
Fe ²⁺	1,384	1,442	1,121	2,097	2,450	2,690	2,669
Mg ²⁺	1,221	1,148	1,335	2,671	2,090	1,868	1,808
Mn ²⁺	0,025	0,025	0,007	0,032	0,025	0,025	0,050
Ca ²⁺	0,096	0,102	0,073	-	-	-	-
Na ⁺	0,664	0,654	0,569	0,028	0,020	0,090	0,028
K ⁺	0,007	0,017	0,011	1,859	1,872	1,761	1,878
vak	0,233	0,227	0,347	-	-	-	-
OH	3,680	3,638	3,769	3,267	3,626	3,986	3,373
F ⁻	0,315	0,362	0,231	0,716	0,348	0,000	0,611
B ³⁺	3,000	3,000	3,000	-	-	-	-
catsum	18,914	18,896	18,885	15,554	15,452	15,641	15,484
ansum	31,000	31,000	31,000	24,000	24,000	24,000	24,000

* dopočteno ze stechiometrie, veškeré Fe uvažováno jako FeO

* calculated from stoichiometry, total Fe as FeO

v celém granitovém tělese. Granát tedy může být interpretován jako xenokrysty, nebo relikty po původních restitických xenolitech (ALLAN a CLARKE 1981). Některé dříve publikované údaje (RENÉ a STELLING 2007) spíše naznačují krystalizaci během raných stádií vývoje granitu, patrně v důsledku interakce magmatu s horninami pelitického složení a granitovou taveninou (CLARKE 1981). Oba texturní typy granátu vyčleněné RENÉ a STELLINGEM (2007) vznikly stejným procesem. Rozdíly mezi chemickým složením dvou zrn (obr. 1A) jsou často větší než rozdíly uváděné mezi oběma texturními typy zmíněnými autory. Sillimanit může být z části restitický (tlustě jehlicovité často rozlámané krystaly) na okrajích granátu. Avšak řada jehlic je uzavřena v křemeni a živicích. Takový sillimanit patrně vznikl až během krystalizace granitů a není vyloučeno že vznikl reakcí $Sp+Qtz = Grt+Sill$. Zmíněná reakce pravděpodobně probíhala za tlaků 7-10 kbar a teplot 800-1000 °C (SHAW a ARIMA 1997) a indikuje výstup magmatu k povrchu (pokles PT). Za nižších tlaků by musela proběhnout reakce $Sp+Qtz+Cdr = Grt+Sill$. Avšak pro tuto reakci však nejsou strukturální důkazy.

Mladší minerální asociace je tvořena cordieritem a biotitem II. Cordierit lemuje a často dokonce uzavírá zrna granátů. Bývá vždy zcela zatlačen sekundárními minerály (pseudomorfózy tvořené jílovými minerály a chloritem). Na základě klasifikace cordieritů vzniklých krystalizací z granitové taveniny (CLARKE 1995) můžeme tento minerál označit jako peritektický. Patrně vznikl reakcí: $tavenina+Grt+Qtz+Sil = Cdr+Bt$ během výstupu a chladnutí granitového magmatu. Protože se cordierit nezachoval není možné jej využít pro určení PT podmínek této reakce.

Granity typ V

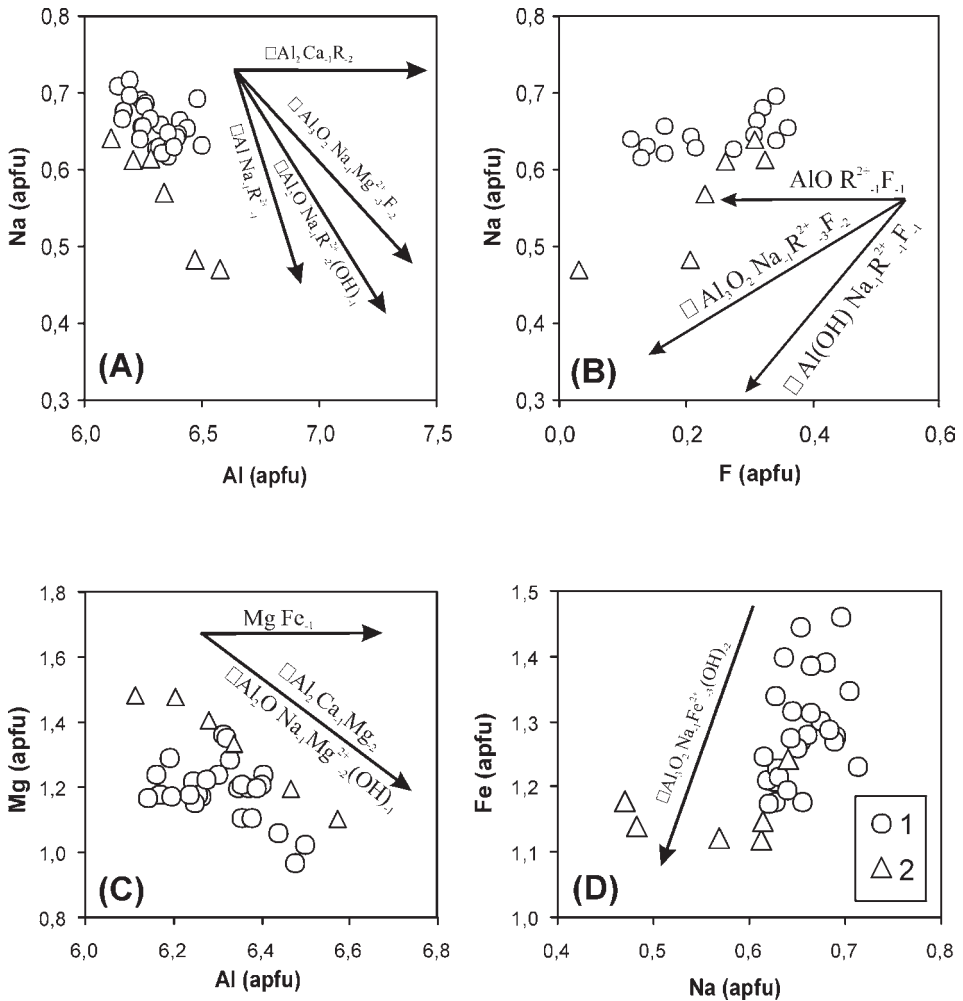
Turmalín vytváří v těchto granitech drobné nodule, které vznikly krystalizací z magmatických fluid v závěrečných fázích krystalizace těchto granitů. Automorfní křemen uvnitř nodule nese známky pozdního dorůstání. Nově vzniklá zóna křemene je ohraničena inkluzemi draselného živce. Plagioklasy a draselné živce jsou zatlačovány turmalínem a plagioklasy nesou známky intenzivní sericitizace. Turmalín je chemicky poměrně homogenní. Přesto jsou zde určité změny v chemickém složení turmalínu patrné. Růst obsahů celkového Al a vakanci v pozici X je provázen poklesem obsahů Na, Ca, Ti a někdy také F, Mn, Mg nebo Fe (obr. 5). Tyto změny jsou patrné hlavně v nejmladších turmalínech na okraji nodule. Pro tyto turmalíny platí substitute: $\square Al_2 Ca_{-1} Mg_2$, $\square Al_2 O Na_{-1} Mg^{2+}_{-2} (OH)_{-1}$, $\square Al_3 O_2 Na_{-1} Mg^{2+}_{-3} F_{-2}$. Chemické složení turmalínů, které budují převážnou část nodule je řízeno hlavně těmito substitucemi: $Fe Mg_1$, $\square Al_3 O_2 Na_{-1} Fe^{2+}_{-3} (OH)_{-2}$, $AlO R^{2+}_{-1} F_{-1}$. Biotity z granitů typu V jsou chemicky velmi podobné biotitům z granitů typu IV, mají dokonce podobné obsahy Ti a F pouze poněkud nižší obsahy tetraedrického hliníku.

Tyto horniny jsou výsledkem krystalizací zbytkové taveniny bohaté fluidní fází (B, H₂O) z granitů typu IV. V závěrečných stádiích krystalizace granitů typu V rostl z pozdně magmatických fluid turmalín, který zatlačoval již vykrystalované horninotvorné minerály a vytvářel nodule.

Vznik a vývoj hornin v lomu Královec

Za nejstarší horniny v lomu Královec můžeme považovat durbachity (~ 335 Ma, KOTKOVÁ et al. 2003). Podle údajů získaných ze studia minerálních asociací mramorů postižených kontaktní metamorfózou intrudovaly durbachity za tlaků nižších než 4 kbar (NOVÁK a HOUZAR 1996).

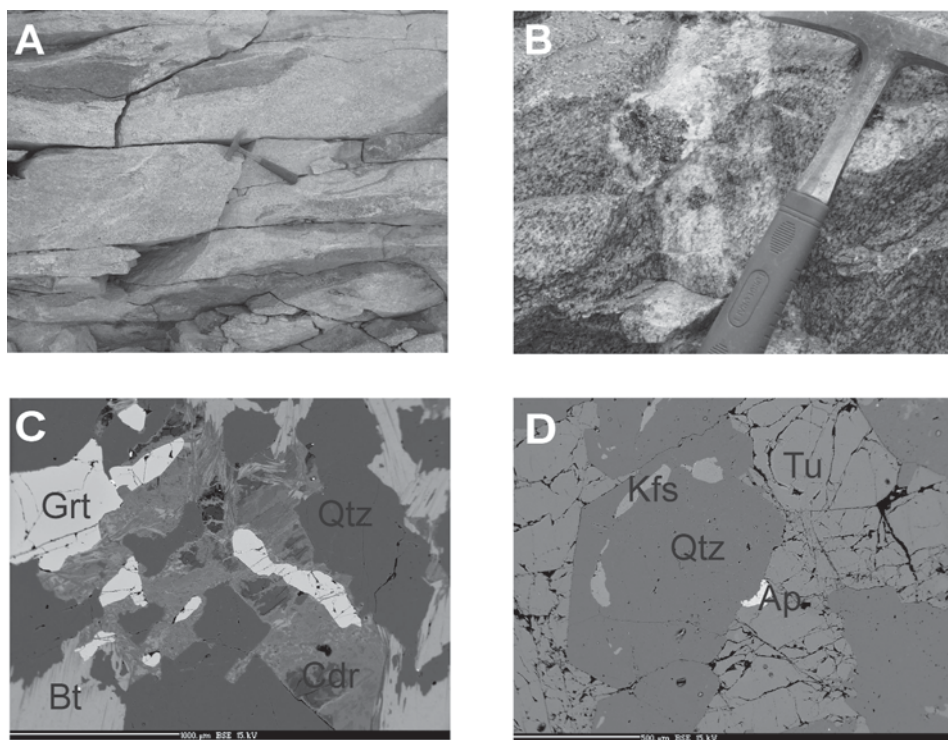
Později intrudovaly biotitické a granát-biotitické granity. Datování monazitů v granitech a mafických enklávách, které jsou v nich obsaženy poskytlo shodné věky kolem 323 Ma. Granitová tavenina byla derivovaná z biotitem bohatých metapsamitů. Skutečnost, že



Obr. 5. Diagramy Na vs. Al (A), Na vs. F (B), Mg vs. Al (C), Fe vs. Na (D) pro turmalíny z granitů typ IV (1 - turmalín ze střední části nodule, 2 - turmalín na okraji nodule).

Fig. 5. Plots Na vs. Al (A), Na vs. F (B), Mg vs. Al (C), Fe vs. Na (D) for tourmaline from granite type IV (1 - tourmaline from core of nodule, 2 - tourmaline from rim of nodule).

jde o korovou taveninu indikuje chemické složení granitů a častá přítomnost granátu a sillimanitu. Avšak zároveň tyto granity obsahují mafické enklávy. Chemické složení mafických enkláv (vyšší Ni, Cr, Mg, REE) naznačuje, že jde o materiál podobný durbachitům. Tato hornina leží svým chemickým složením mezi durbachity a granity. Enklávy jsou jemoznorné a někdy nesou známky asimilace granitovou taveninou (obr. 6 A). Jejich tvar a charakter naznačuje že jsou produktem minglingu mezi korovou taveninou granitu a taveninou geneticky velmi blízkou durbachitům. Jiné části tělesa těchto granitů nesou známky mixingu obou magmat. Izotopické a chemické složení granitů také dokládá, že byly částečně ovlivněny interakcí s taveninou durbachitového složení. Tyto granity se po stránce chemické i mineralogické mírně odlišují od typických peraluminických granitů prostorově svázaných s třebešským masívem (BURIÁNEK 2004). Stáří krystalizace těchto granitů ko-



Obr. 6. Stavby granitů: (A) mafické enklávy v granitu typ IV, (B) Turmalinová nodule v granitu typ V, (C) BSE obrázek granátu, který je částečně zatlačován biotitem a cordieritem (granit typ IV), (D) BSE obrázek centrální části turmalinové nodule v granitu typ V (turmalín a křemen částečně zatlačuje živce).

Fig. 6. Granite fabric: (A) mafic enclaves from granite type IV, (B) tourmaline nodules from granite type V, (C) BSE image of garnet partially replaced by biotite and cordierite (granite type IV), (D) BSE image central part of tourmaline nodule from granite type V (feldspars are partially replaced by tourmaline and quartz).

lem 323 Ma je blízké stáří krystalizace turmalinických granitů ve strážeckém moldanubiku kde se pohybuje kolem 320 až 314 Ma (BURIÁNEK a NOVÁK 2005). Období vzniku obou skupin granitů se kryje s obdobím výrazné magmatické aktivity v oblasti moldanubického plutonu (intruze post-orogenními granitoidů). Intruze turmalinických granitů souvisí s extenzí a dehydratačním tavením metamorfních sérií moldanubika. Studované peraluminické granity vznikaly v podobném tektonickém režimu. V případě studovaných hornin byl však tento proces podpořen přínosem tepla z magmatu, které mělo složení blízké durbachitovému. Tento proces patrně proběhl ve střední kůře na závěr, nebo těsně po intruzi synorogennických plutonitů v moldanubiku. Rozhodně nelze souhlasit se závěry RENÉHO a STELLINGA (2007), kteří tyto granity považují za čistě korové.

Během poměrně rychlého výstupu k povrchu došlo v důsledku snížení tlaku a teploty k dekompresní reakci při níž vznikala na úkor granátu cordierit a biotit (obr. 6C).

Po svém vmístění do dnešní pozice se v závěrečných stádiích magmatické krystalizace uvolnilo malé množství zbytkové taveniny a fluida. V důsledku interakce s fluidy uvolněnými při krystalizaci granitů typu IV byly v durbachitech při kontaktu s granity nahrazeny amfiboly a pyroxeny biotitem. Nejmladší tavenina je reprezentována granity, které tvoří drobné žíly s neostrým okrajem. Tyto granity představují pozdní taveninu derivovanou

z biotitických granitů. Stejný původ patrně má většina pegmatitových žil. Pozdní tavenina byla obohacena bórem a vodou, obsahy fluoru byly patrně relativně nízké jak ukazuje chemické složení turmalínu. Turmalín rostl až v závěrečných fázích krystalizace magmatu, kdy již většina minerálů byla vykrytalována. Turmalinové nodule vznikly jako produkt reakce bórem bohatých fluid s již vykrytalovanými minerály biotitem a živci (obr. 6B, D).

Pokud se pokusíme shrnout závěry týkající se vzniku granitů typu IV, můžeme říci, že vznikly krystalizací tavenin generovaných dehydratačním tavením biotitu patrně ve střední kůře. Jejich vznik byl iniciován intruzí taveniny durbachitového složení. Mezi oběma magmaty došlo v omezené míře k minglingu a mixing. Tyto údaje poměrně dobře odpovídají modelu, který vypracoval CASTRO *et al.* (1991) pro vznik hybridních a S-typových granitů. Korová tavenina patrně interagovala s horninami, které náležely k pozdní fázi intruze hornin durbachitové série. To že nešlo o typickou durbachitovou taveninu potvrzuje zjištěné stáří enkláv v granitech typu IV i vyšší zastoupení korové složky v těchto enklávách oproti durbachitům ze studovaného lomu (jak vyplývá z chemického složení). Možnost existence takto mladých tavenin durbachitového složení naznačuje i datování rastenbergského plutonu (323 ± 2 Ma) FRIEDELEM *et al.* (1993).

K vmístění taveniny granitů typu IV pak došlo v závěrečných fázích vývoje třebíčského tělesa kdy se již durbachity chovaly křehce. Zhruba ve stejné době dochází v jiných částech moldanubika k vmístění postorogenetických granitů. Během výstupu granitů k povrchu docházelo k dekompresním reakcím produkujícím cordierit na úkor již vykrytalovaného granátu. Během závěrečných stádií krystalizace se oddělilo malé množství taveniny bohaté fluidní fází z níž krystalovaly pegmatity a granity typu V.

Závěry

Lom Královec na jižním okraji třebíčského masivu umožňuje studovat vztahy mezi durbachity a peraluminickými granity. Tělesa peraluminických granitů jsou na jižním okraji třebíčského masivu poměrně hojná. Tyto granity představují taveninu vzniklou dehydratačním tavením biotitu. Svým chemickým a mineralogickým složením se liší od většiny variských peraluminických granitů v moldanubiku. Během svého vzniku, nebo výstupu k povrchu však peraluminická tavenina interagovala s taveninou durbachitového složení. Mafické enklávy v granitech jsou výsledkem mixingů mezi korovou taveninou a taveninou durbachitového složení. Datování monazitu dokládá, že k vmístění peraluminických granitů došlo v závěrečných fázích hlavní magmatické aktivity v moldanubiku, přesněji v počátečních fázích postorogenetické magmatické aktivity. Během krystalizace granitů se uvolňovala fluida, která reagovala s okolními durbachity. Výsledkem tohoto procesu jsou několik metrů až několik desítek metrů mocné zóny, v nichž byly amfiboly nahrazeny biotitem. Během závěrečných stádií krystalizace těchto granitů se také uvolnilo malé množství zbytkové taveniny. Tato tavenina bohatá fluidy, zejména bórem, vykrytalovala v podobě žil pegmatitů a turmalinických granitů. Studované horniny na jižním okraji třebíčského plutonu dokládají, že peraluminické taveniny v závěrečných fázích variské orogeneze nemusí být vždy produktem pouze dekompresního dehydratačního tavení během prudké exhumace moldanubika.

PODĚKOVÁNÍ

Autor děkuje P. Uhrovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou grantového úkolu GAČR 205/05/P223: Geneze peraluminických granitů moldanubika.

LITERATURA

- ALLAN, B. D., CLARKE, D. B., 1981: Occurrence and origin of garnets in the South Mountain batholith, Nova Scotia. – *Canad. Mineral.*, 19, 19–24
- BOYNTON, W. V., 1984: Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. – *Developments in Geochemistry 2* (Henderson, R., ed.), 89–92, Elsevier, Amsterdam.
- BUBENÍČEK, J., 1968: Geologický a petrografický vývoj třebíčského masivu. – *Sbor. geol. Věd*, ř. G., 13, 133–164.
- BURIÁNEK, D., 2004: Turmalinické (meta)granity moldanubika a saxothuringika – příklad využití turmalínu jako petrogenetického indikátoru. – *MS, Pr F MU Brno*, 256 s.
- BURIÁNEK, D., NOVÁK, M., 2005: Vývoj chemického složení turmalínu v granitech strážeckého moldanubika. – *Sborník abstract a exkurzní průvodce 2. Sjezd České geologické společnosti*, Slavonice 19.–22. října 2005, 17.
- BÜTTNER, S., KRÜHL, J. H., 1997: The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: The south-eastern margin of the Bohemian Massif. – *International Journal of Earth Sciences. – Geol. Rundsch.*, 86, 21–38.
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I., ROSA, J. D., 1991: H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. – *Earth. Sci. Rev.*, 31, 237–253.
- CLARKE, B., 1995: Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. – *Min. Mag.*, 59, 311–325.
- CLARKE, D. B., 1981: The mineralogy of peraluminous granites: a review. – *Canad. Mineral.*, 19, 3–17.
- DEBON, F., LE FORT, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. – *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth. Sci.*, 73: 135–149.
- FOLEY, S., 1992: Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. – *Lithos*, 28, 187–204.
- FRIEDEL, G., QUADT, A., VON OCHSNER, A., FINGER, F., 1993: Timing of the Variscan orogeny in the South Bohemian massif (NE Austria) deduced from new U–Pb–zircon and monazite dating. – *Terra Abstr.*, 5, 235–236.
- GERDES, A., WÖRNER, G., HENK, A., 2000: Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. – *J. Geol. Soc.*, 157, 577–587.
- HARRIS, N. B. W., INGER, S., 1992: Trace element modelling of pelite-derived granites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 46–56.
- HOLUB, F., 1997: Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian massif: Petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation. – *Sbor. geol. Věd*, ř. LG, 31, 5–26. Praha.
- HOLUB, F. V., COCHERIE, A., ROSSI, P., 1997: Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian–Barrandian boundary. *C.R. Acad. Paris, Earth and Planet. Sci.* 325, 19–26.
- HOLUB, F. V., JANOUŠEK, V., 2003: Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the genesis of ultrapotassic plutonic rocks from the moldanubian zone of the Bohemian Massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, 48/1–2, 61–62.
- JANOUŠEK, V., FARROW, C. M., ERBAN, V., 2003: GCDkit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 67: 186.
- JANOUŠEK, V., KRENN, E., FINGER, F., MÍKOVÁ, J., FRÝDA, J., (2007): Hyperpotassic granulites from Blanský les (Moldanubian Zone, Bohemian Massif) revisited. – *J. of Geosciences*, 52, 1–2, 73–112
- KOLLER, F., KLÖTZLI, U. S., 1998: The evolution of the South Bohemian Pluton. In: Genetic significance of phosphorous in fractionated granites (Breiter K. ed.). – IGCP373, *Czech Geological Survey*, 11–14.
- KOTAK, D. J., COREY, M., 1988: Metasomatic origin of spessartine-rich garnet in the South Mountain batholith, Nova Scotia. – *Canad. Mineral.*, 26, 315–334.
- KOTKOVÁ, J., SCHALTEGGER, U., LEICHMANN, J., 2003: 338–335 Ma old intrusions in the E Bohemian massif – a relic of the orogen-wide durbachitic magmatism in European Variscides. – *J. Czech Geol. Soc.*, 48, 1–2, 80–81.
- KRETZ, R., 1983: Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineral.*, 68, 277–279.
- MONTEL, J. M., 1993: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. – *Chem. Geol.*, 110, 127–146.
- NOVÁK, M., HOUZAR, S., 1996: The HT/LP metamorphism of dolomite marbles in the eastern part of the Moldanubicum; a manifestation of heat flow related to the Třebíč Durbachite Massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, 41, 139–146.
- O'CONNOR, J. T., 1965: A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. – *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 525–B: B79–B84.
- PATINO DOUCE, A.E., HARRIS, N., 1998: Experimental constraints on Himalayan anatexis. – *J. Petrol.* 39, 689–710.

- PROPACH, G., GILLIESSEN, B., 1984: Petrology of granite-, spinel-, and sillimanite-bearing granites from the Bavarian Forest, West Germany. - *Tschermaks Mineral. Petr. Mitt.*, 33, 67-75.
- REJL, L., SEDLÁK, J., 1987: Přínos geofyzikálního mapování 1:25000 k poznání geologické stavby a metalogeneze třebečského a jihlavského masivu. - *Geol. Průzkum*, 5, 134-136.
- RENÉ, M., 2005: Leukokratický granát-biotitický granit z jižní části třebečského plutonu. - *Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 2004*, 90-92. Brno.
- RENÉ, M., STELLING, J. 2007: Garnet-bearing granite from the Třebeč pluton, Bohemian Massif (Czech Republic). - *Mineralogy and Petrology*, 91, 1-2, 55-69
- SHAW, R. K., ARIMA, M., 1996: Mineral chemistry, reaction textures, thermobarometry and P-T path from orthopyroxene granulites of Rayagada, Eastern Ghats, India. - *J. Southeast Asian Earth Sci.*, 14, 175-184.
- SULOVSÝ, P., ČOPIAKOVÁ, R., ŠKODA, R., 2003: Možnosti a omezení stanovení absolutního stáří monazitu pomocí elektronové mikrosondy. - *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2003*, 122-125.
- SYLVESTER, P. J., 1998: Post-collisional strongly peraluminous granites. - *Lithos*, 45, 29-44.
- TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M., 1995: The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33, 241-265.
- TISCHENDORF, G., FORSTER, H. J., GOTTESMANN, B., 1997: Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review. - *Mineral. Mag.*, 65 (2), 249-276.
- WATSON, E. B., HARRISON, M., 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. - *Earth Planet Sci Lett.*, 64, 295-304.

