

## PERALUMINICKÉ GRANITY V JIŽNÍ ČÁSTI STRÁŽECKÉHO MOLDANUBIKA - PŘÍKLAD VÝVOJE PERALUMINICKÉ GRANITICKÉ TAVENINY

PERALUMINOUS GRANITES IN THE SOUTH PARTH STRÁŽEK MOLDANUBICUM - EXAMPLE OF  
THE EVOLUTION PERALUMINOUS GRANITIC MELT

DAVID BURIÁNEK

### Abstract

Buriánek, D. (2011): Peraluminické granity v jižní části strážeckého moldanubika - příklad vývoje peraluminické granitické taveniny. - Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 96, 2, 69-82.

*Peraluminous granites in the south parth Strážek Moldanubicum - example of the evolution peraluminous granitic melt*

Peraluminous muscovite-biotite granites sometimes with tourmaline form small bodies arranged along the Ořechov fault in the south part the Strážek Moldanubicum. According whole rocks geochemistry and petrology these granites can be interpreted as the product of partial melting of the metapelite protolith. Geochemical fractionation of the relatively primitive granite melts leads to enrichment in Rb together with  $X_{Fe}$  and depletion of the Ca, Ba, Sr. Simultaneously melt fractionation is manifested as a change in chemical composition of the rocks-forming minerals as tourmaline, K-feldspar, plagioclase and biotite. Tourmaline occurs in four distinct types based on the textural position in the rocks. Euhedral to subhedral, oscillatory zoned tourmaline (type I) grows directly from granitic melt. Euhedral tourmaline (type II) grows from residual pegmatite melt. Subhedral to anhedral tourmaline (type III) crystallizes from the residual boron reach melt. Hydrothermal tourmaline (type IV) fills small ruptures in the granites. There were distinguished three main substitution vectors, which controls tourmaline chemical composition during granite evolution:  $^XNa_1^YFe^{2+}_1^WF_1^X_{\square_1}^YAl_1^W(OH)_1$ ,  $^X_{\square_1}^W(OH)_1^XNa_1^WO_1$ ,  $^Y Mg^Y Fe_1$ . The compositional trends of the tourmaline coupled with its textural features provide evidence of multiple oversaturation boron during crystallization of peraluminous granitic melt.

*Key words:* tourmaline, peraluminous granite, fractionation of the melt, Strážek Moldanubicum

David Buriánek, Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 59, Brno; Czech Republic; david.burianek@geology.cz

### 1. Úvod

Turmalín je častým akcesorickým minerálem v granitech vzniklých tavením kontinentální kůry. V peraluminických granitech je jedním z mála minerálů schopných ve své struktuře vázat větší množství bóru. Pro struktury většiny ostatních minerálů je bór nekompatibilním prvkem. V průběhu krystalizace biotitu nebo granátu tedy klesá v magmatu obsah femických prvků (hlavně Fe a Mg) a stoupá obsah bóru. Tento trend je zastaven až krystalizací turmalínu (LONDON 1999). Pokud však není v peraluminickém magmatu dostatek bóru, začíná turmalín krystalovat až z postmagmatických hydrotermálních fluid (LONDON 1997).

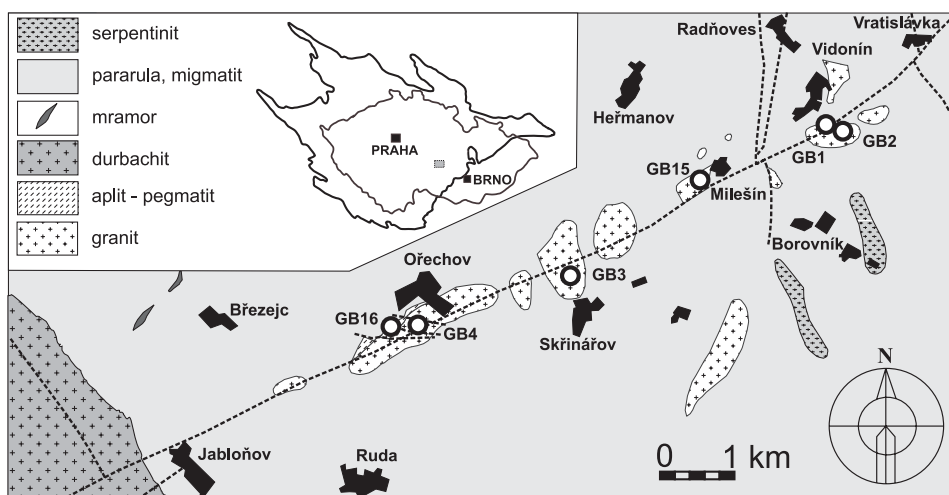
Na základě strukturní pozice turmalínu můžeme odvodit v jaké fázi vývoje granitického tělesa začal tento minerál vznikat. Podrobné studium chemického složení různých tex-

turních typů turmalinů může napomoci lépe pochopit procesy diferenciacie granitické taveniny. V jižní části strážeckého moldanubika vystupují drobná tělesa peraluminických granitů. Tato tělesa mají podobné chemické složení a mineralogii, ale liší se objemovým zastoupením a texturní pozicí turmalínu. Takové horniny představují vhodný materiál pro studium zmíněných procesů.

## 2. Geologická situace

Strážecké moldanubikum tvoří SV okraj moldanubika a je složeno z hornin řazených do pestré (ostronské) a gföhlské jednotky. Pestrou jednotku tvoří migmatitizované biotitické ruly místy s cordieritem, běžné jsou polohy amfibolitů a mramorů. Do gföhlské jednotky pak patří tělesa granulitů, ultrabazických hornin a eklogitů. Pro minerální asociaci světlých granulitů byly vypočteny vrcholné podmínky metamorfózy kolem 1,8 Gpa a 850 °C. Minerální asociace migmatitů pak indikuje metamorfní podmínky kolem 680–720 °C a 0,4–0,6 GPa (TAJČMANOVÁ *et al.* 2006). Metamorfované horniny strážeckého moldanubika proráží tělesa granitoidů variského stáří (hlavně durbachitů a peraluminických granitů). Peraluminické granity tvoří řadu drobných těles, jejichž výskyt jsou situovány převážně do dvou oblastí strážeckého moldanubika. První oblast leží v jižní části této geologické jednotky v okolí Ořechova (obr. 1) a druhá je situována západně a severozápadně od Žďáru nad Sázavou (např. Račín, Sázava). Po stránce petrografického složení se jedná o muskovit-biotitické až biotitické granity někdy s andalusitem, cordieritem a/nebo turmalínem.

V tomto článku jsou popisovány granity z jižní části strážeckého moldanubika v okolí Ořechova (tab. 1). Zmíněné granity proráží biotitické a cordierit-biotitické ruly až migmatity. Tělesa mají velikost maximálně několik km<sup>2</sup> (například u obci Ořechov, Skřínářov) a jsou uspořádána ve směru SV–JZ podél ořechovského zlomu (obr. 1). Zmíněný zlom je situován severovýchodně od třebičského masivu. Pro studium byly zvoleny horniny z těles u Ořechova (hlavně z lomu jz. od obce), Skřínářova (mezi obcemi Skřínářov a Heřmanov), Vidonína a Milešína (MÍŠAŘ 1997). Společný vznik a vývoj těchto granitů



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa studovaných granitových těles s lokalizací vzorků (upraveno podle: MÍŠAŘE 1997).

Fig. 1. Simplified geological map of the studied granitic bodies with sample locations (modified from MÍŠAŘ 1997).

naznačuje jejich geologická pozice (leží uspořádány v jedné linii) a podobné chemické složení (BURIÁNEK, 2003). Kontakt granitů s okolními metamorfovanými horninami je ostrý. Většina těles je po stránce texturní poměrně homogenní, výjimku tvoří těleso u Ořechova. Granity z různých částí tohoto tělesa se mohou lišit různým zastoupením tmavých minerálů (biotit a turmalín). Podél severozápadního okraje tělesa (obr. 1) je vyvinuta zóna bohatá na pegmatity až aplity. Zmíněné žilné horniny jsou v textu označovány jako pegmatity.

Tabulka 1. Seznam studovaných lokalit s uvedenou minerální asociací pro hlavní horninové typy.

Table 1. The list of studied localities with the mineral assemblages for main rocks types.

číslo	lokalita	hornina	hlavní minerály	akcesorické minerály	poznámka
GB01	Vidonín	granit	Pl + Kfs + Qtz + Bt + Ms ± And ± Cdr	Ap, Mnz, Zr, Ilm	-
GB02	Vidonín	granit	Pl + Kfs + Qtz + Bt + Ms ± Tur	Ap, Zr, Ilm	xenomorfni Tur
GB03	Skřínářov	granit	Pl + Kfs + Qtz + Bt + Ms + Tur	Ap, Mnz	automorfni Tur
GB04	Ořechov	granit	Pl + Kfs + Qtz + Bt + Ms ± Cdr ± And ± Tur	Ap, Mnz, Zr, Ilm	aut. až xen. Tur
GB04d	Ořechov	pararula (xenolit)	Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms + Cdr	Tur, Mnz	xenomorfni Tur
GB15	Milešín	granit	Pl + Kfs + Qtz + Bt + Ms ± Cdr	Ap, Mnz	-
GB16	Ořechov	aplit-pegmatit	Pl + Kfs + Qtz + Ms + Tur ± Bt	Mnz, Zr, Ap, Xen	automorfni Tur

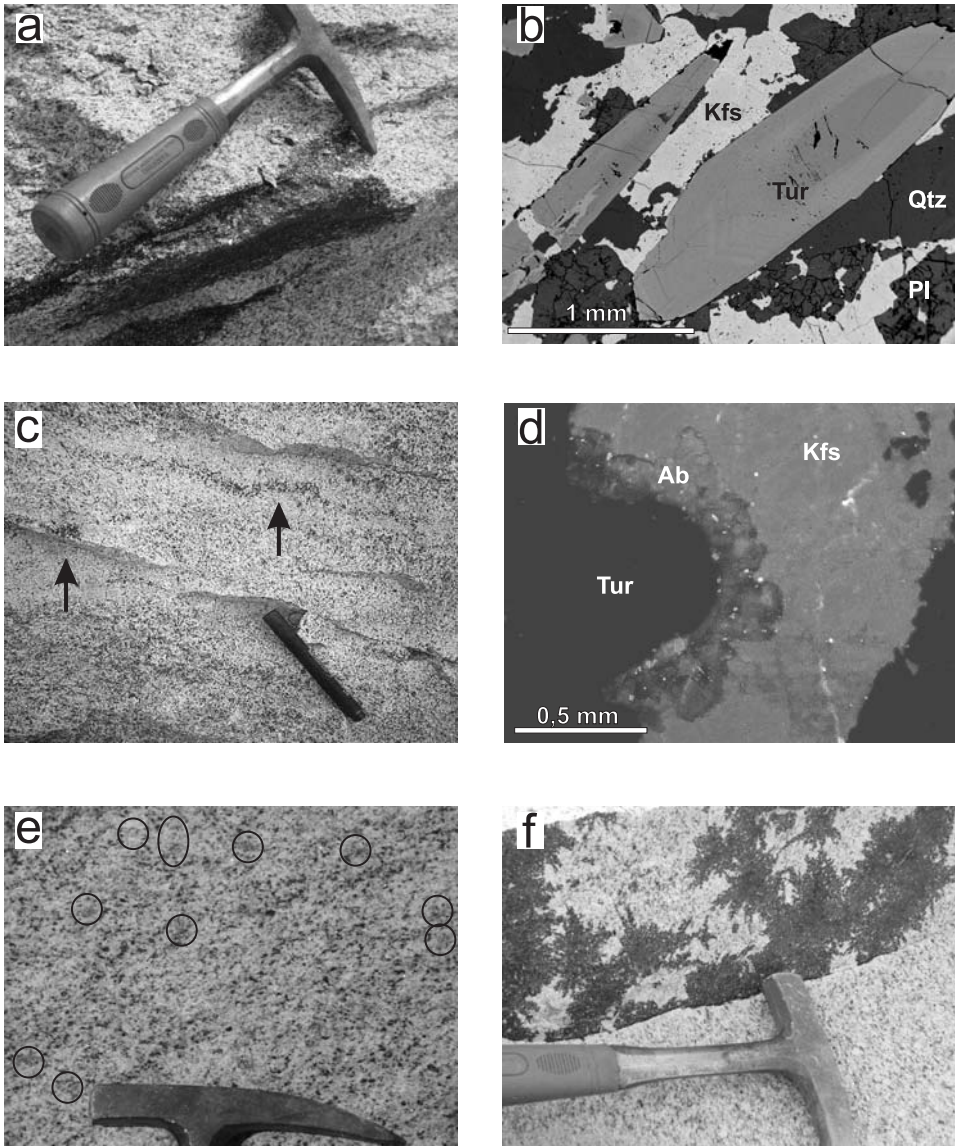
### 3. Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě 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 pro většinu minerálů 10 nA a pro monazit 30 nA, načítací čas 20 sekund, operátor R. Čopjaková. Jako standardu bylo užito ( $K\alpha$  rtg linie): augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti). Datování monazitu metodou CHIME (SULOVSÝ *et al.* 2003) provedl na stejném zařízení P. Sulovský.

Krystalochemické vzorce slid jsou vypočteny na 24 aniontů [ $20 O + 4 (OH + F)$ ], vzorce živců na 8 aniontů a vzorce turmalínu na 31 aniontů za předpokladu, že  $B = 3$ ,  $(OH+F) = 4$  a  $Fe_{tot} = Fe^{2+}$ . Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983). Horninové analýzy (12 vzorků) byly provedeny metodou ICP-MS v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Geochemická data byla přepočtena pomocí programu GCDkit (JANOUSEK *et al.* 2006).

### 4. Stáří granitů

Muskovit-biotitické a turmalinické granity obsahují monazity s oscilační magmatickou zonálností. Na základě datování monazitu (metodou CHIME) bylo zjištěno pro muskovit-biotitické granity stáří  $314 \pm 14$  Ma (16 analýz) a pro turmalinické granity  $313 \pm 14$  Ma (17 analýz). Vzácně jsou na okrajích patrné mladší zóny udávající poněkud nižší stáří. Tyto okraje vznikly v důsledku interakce s pozdně magmatickými fluidy a nebyly použity k datování. Granity jsou tedy mladší než blízké durbachity třebečského plutonu. Magmatický věk třebečského plutonu tělesa byl určen na  $340 \pm 8$  Ma (HOLUB *et al.* 1997; Pb-Pb single-zircon evaporation).



Obr. 2. Stavby granitů: (a) xenolit migmatitu v muskovit-biotitickém granitu (Ořechov, GB4); (b) BSE obrázek oscilačně zonálního euhedrálního turmalínu v pegmatitu až aplitu (Ořechov, GB16); (c) akumulace turmalínu typu III lemovaná leukokratickým lemem (Ořechov, GB4); (d) CL obrázek turmalínu typu III lemovaný albitem v (Ořechov, GB4); (e) drobné turmalínové nodule (v kroužku) v muskovit-biotitickém granitu (Ořechov, GB4o); (f) pozdní turmalín vyplňující puklinu v muskovit-biotitickém granitu (Ořechov, GB4p).

Fig. 2. Granite fabric: (a) migmatite xenolith enclosed in the muscovite-biotite granite (Ořechov, GB4); (b) BSE image of oscillatory zoned euhedral tourmaline from pegmatite to aplite (Ořechov, GB16); (c) tourmaline accumulation type III rimmed by leucocratic rim; (Ořechov, GB4); (d) CL image of tourmaline type III rimmed by albite (Ořechov, GB4); (d) small tourmaline nodules (inside the circle) from the granite muscovite-biotite granite (Ořechov, GB4o); (e) late tourmaline infilling fractures in the muscovite-biotite granite (Ořechov, GB4).

## 5. Petrografie

Granity intrudují do biotitických a cordierit-biotitických rul až migmatitů (např. výchozy v lomu u Ořechova) a vzácně také obsahují polozaoblené až oválné enklávy těchto hornin většinou o velikosti do několika dm (obr. 2a). Převažují zde středně zrnité muskovit-biotitické granity, které místy přechází do muskovitických granitů s turmalínem. Granity jsou postiženy nehomogenní deformací, která se projevuje v úzkých střížných zónách o mocnosti maximálně několik m. Na těchto střížných zónách se objevuje uranová mineralizace. CHMELÁŘ (1999) uvádí torbernit a autunit v podobě výplní puklin o mocnosti až 0,5 cm. Na puklinách a střížných zónách nacházíme minerály alpské parageneze (křemen, albit, chlorit).

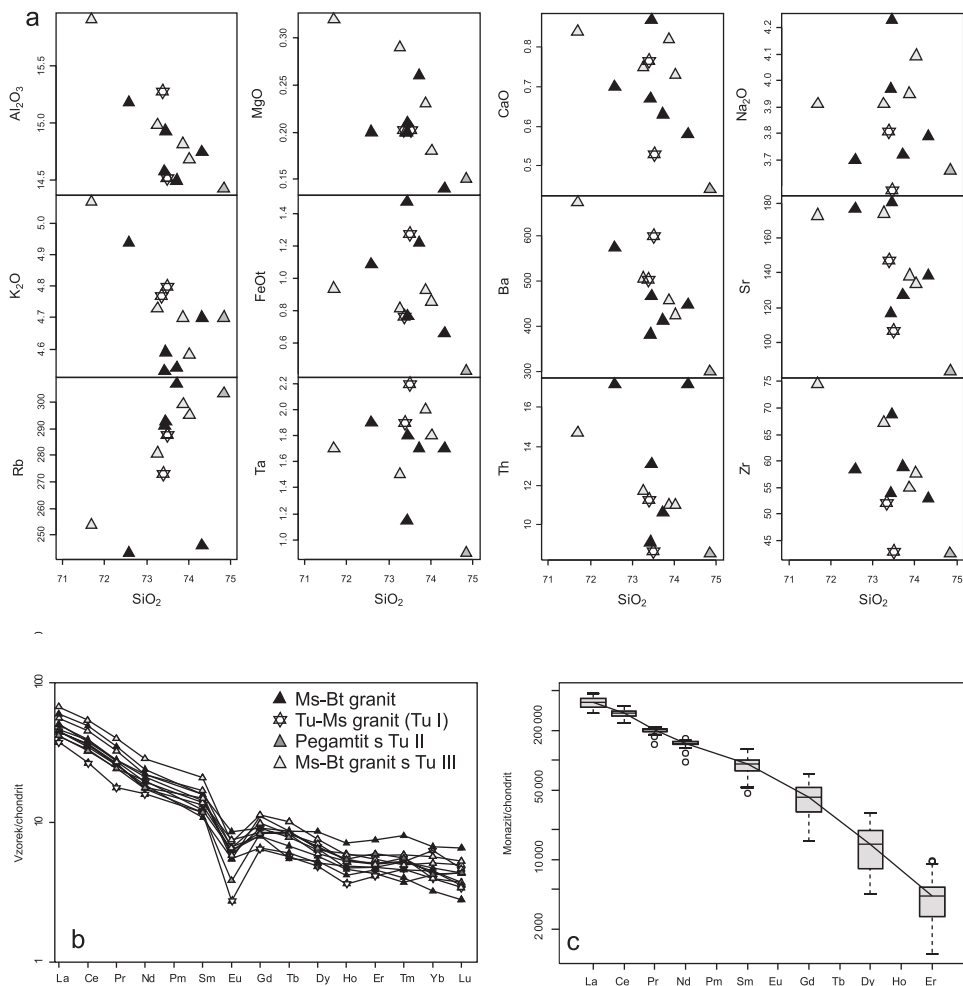
Muskovit-biotitické granity obsahují xenomorfní křemen. Xenomorfní perthitický draselný živec ( $Ab_{4-10}$ ) v sobě často uzavírá automorfní plagioklasy. Automorfní až hypautomorfní polysynteticky zdvojitý plagioklas má normální zonálnost ( $An_{6-11}$ ). Živce jsou jen slabě postiženy sekundárními přeměnami (převažují jílové minerály nad sericitem). Výrazněji se tyto přeměny projevují na plagioklasech a to zejména ve středech zrn. Slídy tvoří až 2 mm velké lupínky, které se často koncentrují do shluků. Biotit obsahuje pleochroické dvůrky (kolem zirkonu a monazitu) a je postižen chloritizací. Místy se mohou objevit zrna andalusitu maximálně několik mm velká, která se často shlukují do akumulací o velikosti až několik cm. Cordierit se vyskytuje vzácně jako drobná, oválná, zcela pinitizovaná zrna. Někdy je cordierit obklopen biotitem. Z akcesorických minerálů byly zjištěny fluorapatit, zirkon a monazit-(Ce). Sporadicky se vyskytuje hypautomorfně omezený turmalín. Turmalín je v hornině distribuován nerovnoměrně v podobě drobných akumulací, nebo se vyskytuje na některých puklinách (členění turmalínů viz níže).

Místy se objevují až několik dm mocné žily pegmatitu, který se od okolního granitu liší větší velikostí zrna a vyšším obsahem turmalínů (obr. 2b). Kontakty s granity bývají většinou neostře. Na okrajích bývá vyvinuta zóna turmalinického až leukokratního aplitu a ve středních částech je hrubě zrnitý turmalinický pegmatit. Pegmatity se skládají z xenomorfního křemene, hypautomorfního perthitického draselného živce ( $Ab_{7-12}$ ) a plagioklasu ( $An_{1-9}$ ). Biotit a muskovit jsou zastoupeny podružně. Sloupcovité krystaly tohoto minerálu jsou často orientovány kolmo k okrajům žily. Z akcesorických minerálů bývá běžně přítomen ilmenit, apatit, monazit a zirkon. V muskovit-biotitických granitech u Ořechova vytváří pegmatity celou řadu drobných, často zonálních žil situovaných podél sz. okraje tělesa.

Muskovit-biotitické až muskovitické granity s turmalínem vystupují hlavně v tělese u Skřínářova. Draselný živec a křemen tvoří většinou xenomorfní zrna. Perthitický draselný živec místy vytváří až 1 cm velké porfyrické vyrostlice, které uzavírají automorfní plagioklasy a lupínky biotitu. Automorfní až hypautomorfní plagioklas vykazuje velmi nevýraznou normální zonálnost ( $An_{3-4}$ ) a je krátce lištovitý. Sekundárními přeměnami jsou více postiženy plagioklasy než draselné živce. Tlusté lupínky muskovitu tvoří maximálně 5 mod. % horniny a biotit je zastoupen podružně. Automorfní až hypautomorfní sloupcovitý turmalín je všesměrně orientovaný. Z akcesorických minerálů byl nalezen zirkon a apatit.

## 6. Geochemická charakteristika granitů

Všechny studované horniny jsou peraluminické ( $A/CNK = 1,10-1,21$ ). Na základě petrografie můžeme vyčlenit tři geneticky rozdílné typy. První typ obsahuje magmatický turmalín, druhý typ obsahuje turmalín vzniklý v podmínkách pozdního solidu až subsolidu a třetí neobsahuje turmalín vůbec. V Harkerových diagramech (obr. 3a) je patrný trend poklesu  $Al_2O_3$ , MgO,  $K_2O$ , CaO, Sr, Ba, Zr a růst obsahu Rb s narůstajícím  $SiO_2$ . Na základě geochemie se granity s turmalínem příliš neodlišují od granitů bez turmalínu. Obsa-



Obr. 3. Chemické složení granitů a monazitů: (a) Harkerovy diagramy hm. %  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (hm. %) a  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Zr}$  (ppm); (b) chondritem normalizované křivky REE pro granity; (c) chondritem normalizované křivky REE pro monazity v granitech. Hodnoty pro chondrit podle BOYNTON (1984).

Fig. 3. Chemical compositions granites and monazites: (a) Harker's variation diagrams wt. %  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  (wt. %) and  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Zr}$  (ppm); (b) chondrite-normalized REE patterns of granites; (c) chondrite-normalized REE patterns of monazites from the granites. Chondrite values are from BOYNTON (1984).

hy Rb (388–307 ppm), Ba (600–673 ppm) a Sr (107–181 ppm) naznačují že se jedná o nízké frakcionované granity (tab. 2). Poměry Zr/Hf se pohybují v rozmezí 19–29 a Nb/Ta mezi 3,4–8,6. Nejvyšší stupeň geochemické frakcionace vykazuje vzorek pegmatitu (obr. 3a). Obsahy F se pohybují v granitech bez turmalínu v rozmezí 350–380 ppm, v granitech s mladým hypautomorfním turmalínem 510 ppm a v pegmatitu 280 ppm (patrně jako důsledek malého obsahu slíd).

Všechny zmíněné skupiny granitů mají velmi podobný tvar křivky REE (obr. 3b) charakterizované obohacením o LREE ( $La_N/Lu_N = 3,02-4,14$ ) a zápornou Eu anomálii ( $Eu/Eu^* = 0,31-0,71$ ). Celkový obsah REE je nízký a pohybuje se v rozmezí 53–100 ppm.

Tabulka 2. Medián a směrodatná odchylka (s) hodnot chemického složení granitů (12 vzorků, \* B a F jen 4 vzorky).

Table 2. Median and standard deviation bulk-rock chemical compositions of the granites (12 samples, \* B and F only 4 samples).

hm. %	median	s	ppm	median	s	ppm	median	s
SiO <sub>2</sub>	73,48	0,77	Ba	461,7	96,9	La	14,18	2,53
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,01	Rb	289	21	Ce	30,00	5,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	0,40	Sr	138,2	29,2	Pr	3,30	0,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	0,31	Sn	16	5	Nd	11,80	2,02
MnO	0,03	0,01	U	15,2	10,5	Sm	2,75	0,52
MgO	0,20	0,05	Nb	9,5	1,2	Eu	0,46	0,11
CaO	0,72	0,12	Y	11,8	2,1	Gd	2,20	0,38
Na <sub>2</sub> O	3,86	0,18	Zr	56,35	9,21	Tb	0,39	0,06
K <sub>2</sub> O	4,70	0,15	Cs	40,1	20,6	Pb	2,07	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,01	Th	11,15	2,88	Ho	0,38	0,06
celkem	99,95	0,43	Ta	1,75	0,34	Er	1,05	0,18
LOI	0,7	0,3	Hf	2,3	0,4	Tm	0,17	0,03
F*(ppm)	365	83	W	1,95	0,71	Yb	0,94	0,20
B*(ppm)	328	297	Ga	22,2	1,5	Ln	0,14	0,03

## 7. Chemické složení vybraných minerálů

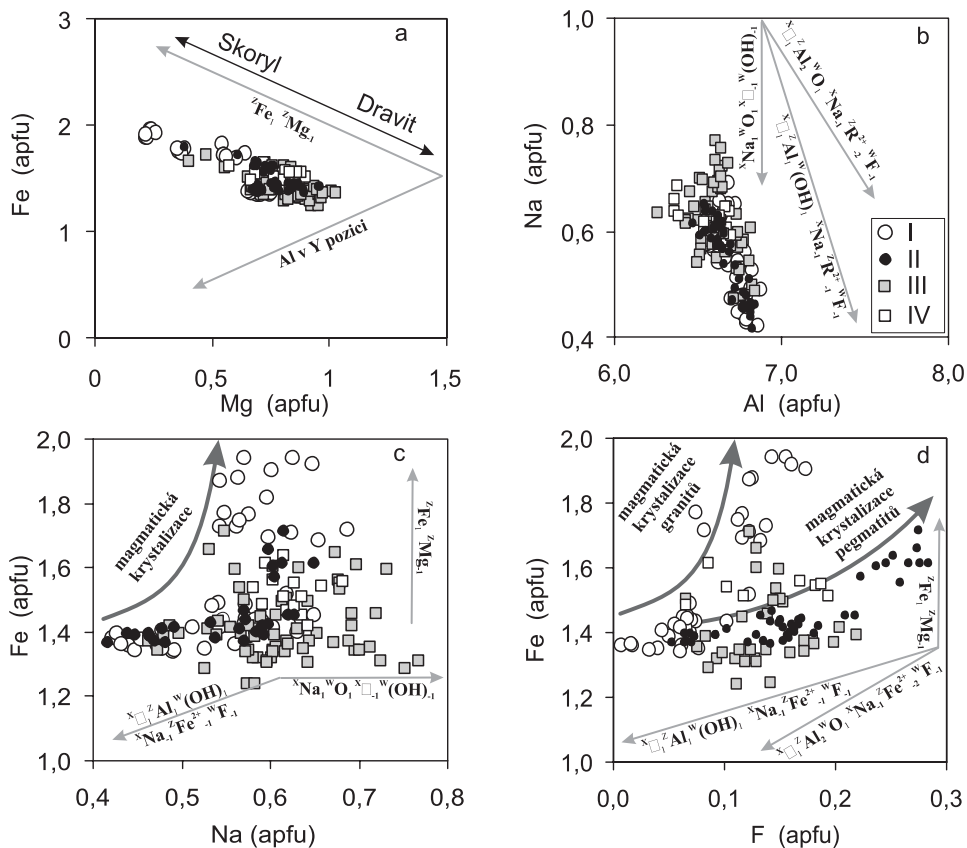
### Turmalín a jeho texturní typy

Turmalíny (tab. 3) můžeme klasifikovat jako Al-bohaté skoryly až foitity ( $X_{Fe} = 0,57-0,90$ ; Na 0,42–0,77 apfu, Al 6,62–6,88 apfu). Obsah Ca je velmi nízký a dosahuje maximálně hodnot 0,07 apfu. Podle texturních znaků můžeme turmalíny rozdělit na několik typů (obr. 2b–f):

- I. Automorfní až hypautomorfní zrna rozptýlená v granitu. Tyto muskovit-turmalinické granity vystupují hlavně v okolí Skřínářova.
- II. Automorfní turmalín v hrubozrnných pegmatitových polohách (obr. 2b). Sloupcovitý turmalín tvoří 30–50 mod. % těchto pegmatitů a vystupuje společně s plagioklasem, draselným živcem a křemenem. Často se v malém množství objevuje muskovit a biotit.
- III. Automorfní až hypautomorfní zrna tvořící nepravidelné smouhy až žíly (mocnost od 2 cm do 5 cm) v muskovit-biotitickém granitu. Kolem těchto struktur bývá vyvinut leukokratický lem (obr. 2c). Ke stejnému typu patří xenomorfní až hypautomorfní zrna turmalínu zatlačující některé horninotvorné minerály (živce, biotit, cordierit). Někdy jsou zrna tohoto turmalínu na kontaktu s draselným živcem lemována albitem (obr. 2d). Xenomorfní zrna mohou být také koncentrována do drobných shluků podobných nodulím (obr. 2e).
- IV. Automorfní až hypautomorfní sloupce na puklinách jsou často uspořádané do radiálně paprscitých agregátů (obr. 2f).

Automorfní až hypautomorfní turmalíny typu I až III jsou zřetelně chemicky zonální. Tato zonálnost se však nemusí shodovat se zonálností pozorovatelnou v optickém mikroskopu. Na jednotlivých zrnech je i přes oscilační zonálnost zřetelný růst obsahu Fe, Na a naopak pokles Al (někdy také Mg) ve směru od středu k okraji. Turmalíny typu IV jsou většinou bez zonálnosti, nebo mají vyvinutu oscilační zonálnost způsobenou hlavně kolísáním obsahů Fe a Mg.

Chemické složení turmalinů z jednotlivých skupin se výrazně překrývá. Pouze okraje zrn turmalinů typu I mají většinou ve srovnání s ostatními skupinami vyšší  $X_{Fe}$  (0,62–0,90). Ostatní studované turmaliny mají  $X_{Fe}$  v rozmezí 0,57 až 0,74 a jen vzácně se v oscilačně zonálních zrnech objevují zóny s  $X_{Fe}$  až 0,81. Chemické složení většiny turmalinů (typ I–IV) je řízeno hlavně substitucí  ${}^xNa_1{}^yFe^{2+}{}_1{}^wF_1{}^x\Box_1{}^yAl_1{}^w(OH)_1$  někdy v kombinaci se substitucí  ${}^x\Box_1{}^w(OH)_1{}^xNa_1{}^wO_1$  (zejména typ III). Během krystalizace všech typů turmalinů funguje také substituce  ${}^yMg_1{}^yFe_1$ . Tato substituce je důležitá zvláště v závěrečných stádiích krystalizace většiny typů turmalinů (obr. 4a–d).



Obr. 4. Diagramy Fe vs. Mg (a); Na vs. Al (b), Fe vs. Na (c), Fe vs. F (d) pro turmalíny (typ I–IV).  
Fig. 4. Plots Fe vs. Mg (a); Na vs. Al (b), Fe vs. Na (c), Fe vs. F (d) for tourmalines (type I–IV).

### Slidy

Chemické složení muskovitu z jednotlivých vzorků je velmi podobné. Často jsou větší rozdíly v chemickém složení v rámci jedné horniny než mezi jednotlivými typy granitů (Al 5,31–5,79 apfu, Na 0,03–0,22 apfu, F 0,01–0,32 apfu).

Biotity (tab. 3) odpovídají svým chemickým složením annitu ( $X_{Fe}$  0,66–0,79) a obsahy Al v tetraedrické pozici se pohybují v relativně úzkém rozmezí 2,36–2,64 apfu. Složení biotitu je závislé na celkovém chemickém složení horniny (obr. 5a). Biotity s nižším poměrem  $X_{Fe}$  jsou typické pro horniny s nízkým stupněm geochemické frakcionace (horniny s obsahem Rb >300 ppm obsahují biotity s  $X_{Fe}$  mezi 0,76–0,79). Biotity z pegmatitu mají oproti biotitům z granitů vyšší obsahy F a  $X_{Fe}$  (obr. 5b).



Tabulka 3. Chemické složení turmalinů (Tur) a biotitů (Bt).  
Table 3. Chemical composition of tourmalines (Tur) and biotites (Bt).

minerál typ/vzorek	turmalin				biotit			
	Tur I	Tur II	Tur III	Tur IV	GB16	GB3	GB4	GB 2
SiO <sub>2</sub>	35,44	35,04	35,74	35,69	35,02	35,28	35,33	34,74
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,63	0,57	0,86	2,83	2,59	3,04	3,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,65	33,78	34,32	34,25	20,56	19,84	19,55	18,91
FeO	10,21	11,10	9,55	11,71	23,33	21,71	22,01	22,72
MgO	3,09	2,89	3,64	2,34	3,46	4,68	5,53	5,78
CaO	0,11	0,24	0,23	0,22	-	-	-	-
MnO	0,05	0,27	0,04	0,14	0,79	0,75	0,29	0,44
Na <sub>2</sub> O	1,70	1,85	1,84	1,86	0,08	0,12	0,09	0,10
K <sub>2</sub> O	0,05	0,06	0,05	0,04	9,28	9,44	9,46	9,62
F	0,17	0,65	0,24	0,22	1,31	0,94	1,13	0,96
H <sub>2</sub> O *	3,54	3,28	3,52	3,54	3,25	3,41	3,35	3,40
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,50	10,40	10,54	10,55	-	-	-	-
O=F	0,07	0,27	0,10	0,09	0,55	0,39	0,48	0,41
celkem	99,96	99,91	100,18	101,32	99,57	98,55	99,37	99,40
Si	5,868	5,854	5,896	5,880	5,423	5,485	5,442	5,392
Al	6,760	6,652	6,673	6,651	3,753	3,635	3,550	3,459
Ti	0,067	0,079	0,071	0,107	0,329	0,302	0,352	0,355
Fe	1,414	1,551	1,318	1,614	3,021	2,822	2,835	2,949
Mg	0,763	0,719	0,894	0,574	0,798	1,085	1,269	1,338
Mn	0,007	0,038	0,005	0,019	0,103	0,098	0,037	0,058
Ca	0,019	0,044	0,041	0,039	-	-	-	-
Na	0,544	0,599	0,587	0,594	0,025	0,035	0,025	0,030
K	0,010	0,012	0,011	0,009	1,832	1,871	1,858	1,905
vak	0,427	0,345	0,360	0,357	-	-	-	-
OH	3,914	3,654	3,877	3,886	3,361	3,540	3,447	3,522
F	0,086	0,345	0,123	0,114	0,639	0,460	0,548	0,470
B	3,000	3,000	3,000	3,000	-	-	-	-
kationty	18,450	18,547	18,496	18,489	15,285	15,333	15,369	15,486
anionty	31,000	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

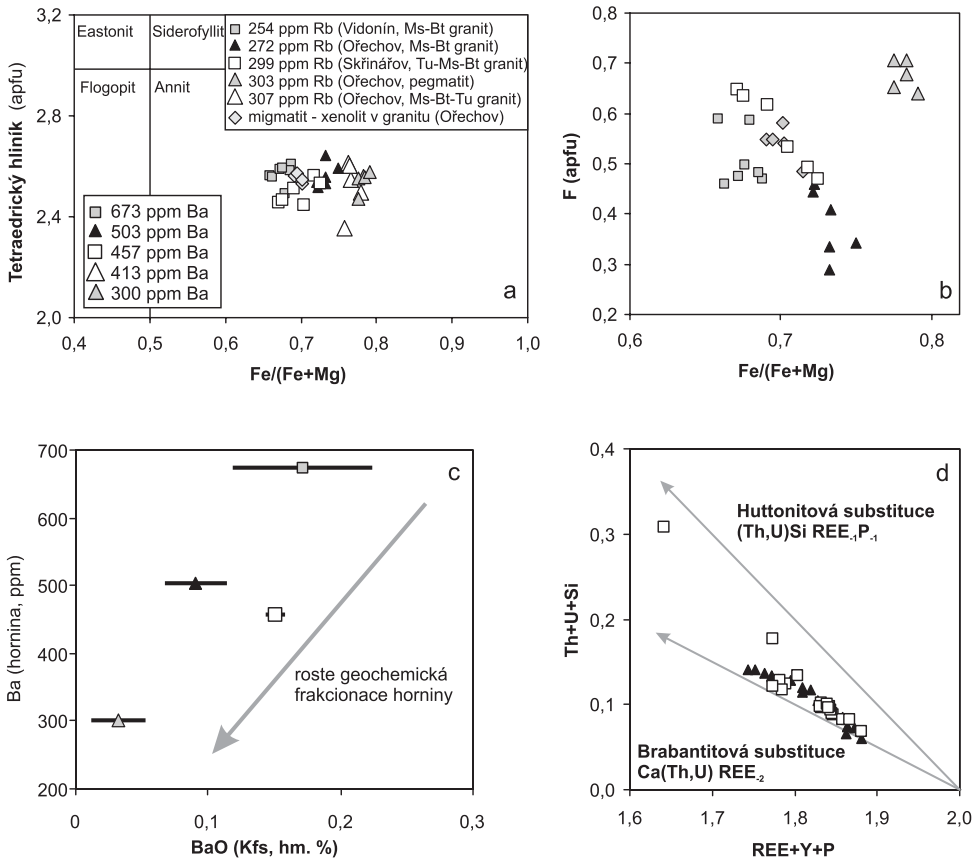
### Živce

Také chemické složení draselných živců (Ab<sub>1-14</sub>) a plagioklasů (An<sub>1-11</sub>) odráží stupeň frakcionace granitů. Poměrně dobře koreluje obsah Ba v hornině s obsahem BaO v draselném živci (obr. 5c). Draselné živce z méně frakcionovaných granitů (Rb < 300 ppm v hornině) mají obvykle vyšší obsah BaO (0,05–0,23 hm. %) než živce v ostatních granitech (0,04–0,08 hm. %).

Obsah fosforu je nejvyšší v živcích z pegmatitu, které obsahují 0,16–0,51 hm. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. V ostatních studovaných vzorcích dosahuje obsah P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> v živcích maximálně hodnoty 0,30 hm. %. Pouze mladé albity na okrajích větších plagioklasových zrn mají obsahy P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> jen do 0,07 hm. %, avšak ty patrně nevznikly magmatickou krystalizací.

### Akcesorické minerály

Ilmenit se vyskytuje jako drobné lištitivé krystalky zejména v nížce geochemicky frakcionovaných vzorcích a je chemicky poměrně čistý, protože obsahuje pouze 1–15 mol. % pyrofanitové komponenty. V pegmatitu se vyskytují ilmenity vzácně a obsahují 17–18 mol. % pyrofanitové komponenty. Zajímavá je přítomnost až 3 hm. % ZnO v některých zrnech z granitů i pegmatitů.



Obr. 5. Diagramy Fe/(Fe + Mg) vs. <sup>IV</sup>Al a Fe/(Fe + Mg) vs. F pro biotity (a-b), BaO v draselných živcích vs. Ba v horninových analýzách granitů (c); REE + Y + P vs. Th + U + Si pro monazity (d).  
 Fig. 5. Plots Fe/(Fe + Mg) vs. <sup>IV</sup>Al a Fe/(Fe + Mg) vs. F for biotites (a-b), BaO in K-feldspars vs. Ba in whole rocks analysis of granites (c); REE + Y + P vs. Th + U + Si for monazites (d).

Automorfní až hypautomorfní zrna monazitu-(Ce) jsou často uzavřena v živcích a mívají vyvinutou oscilační zonálnost. Někdy srůstají se zirkonem nebo ilmenitem. Chemické složení monazitů (tab. 4) z muskovit-biotitických a turmalinických granitů je podobné (obr. 5d). Monazity s tímto složením jsou typické pro granity s nízkým stupněm frakcionace (FOERSTER 1998). Všechny studované monazity mají podobný tvar křivky LREE (obr. 3c), který je charakterizován klesajícím trendem od La k Er (například obsah La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> je 10–16 hm. %). Poměr Th/U je v monazitech z obou typů granitů podobný a pohybuje se mezi 2–18. Chemické složení většiny monazitů je řízeno brabantitovou substitucí Ca(Th,U) REE<sub>2</sub>. Pouze některá drobná zrna v turmalinických granitech vykazují huttonitovou substituci (Th,U)Si REE<sub>1</sub>P<sub>1</sub>. Avšak tyto monazity mohou být mladší než ostatní, protože se nachází v intergranulárních mezích zrn draselného živce.

Velikost zirkonu se většinou pohybuje v rozmezí 10 až 100 μm. Tvoří oscilačně zonální automorfní zrna, která často obsahují metamiktně přeměněná jádra. Zonálnost se projevuje především ve změnách obsahů Hf (studovaná zrna mají až 2,7 hm. % HfO<sub>2</sub>).

Fluorapatit je poměrně běžným akcesorickým minerálem a obsahuje 1,2–2,3 hm. % MnO.

Tabulka 4. Chemické složení monazitů.

Table 4. Chemical composition of monazites.

lokality	GB 3	GB 3	GB 4	GB 4	GB 4	GB 4
SiO <sub>2</sub>	0,57	0,66	0,42	0,48	0,39	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,14	28,71	29,65	29,24	29,38	29,32
CaO	1,34	1,88	1,61	2,14	1,26	1,38
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,65	1,35	2,59	1,30	0,62
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,87	14,24	13,78	10,23	13,88	15,16
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,55	26,89	27,99	24,21	28,64	28,77
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90	2,67	2,86	2,64	2,98	2,80
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,12	9,44	10,10	10,01	10,32	9,64
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,63	1,54	1,99	2,81	2,09	1,62
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78	0,69	1,15	2,11	1,23	0,82
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,23	0,44	0,97	0,45	0,23
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,03	0,09	0,16	0,10	0,08
ThO <sub>2</sub>	7,71	10,36	6,24	10,41	6,18	7,64
UO <sub>2</sub>	0,52	0,86	1,73	1,32	1,23	0,96
PbO	0,14	0,19	0,17	0,23	0,13	0,14
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Total	99,05	99,03	99,54	99,54	99,56	99,80
Si	0,023	0,026	0,016	0,019	0,015	0,023
P	0,980	0,971	0,986	0,977	0,983	0,979
Ca	0,056	0,079	0,067	0,089	0,052	0,057
Y	0,012	0,014	0,028	0,054	0,027	0,013
La	0,218	0,210	0,200	0,149	0,202	0,220
Ce	0,415	0,393	0,403	0,350	0,414	0,415
Pr	0,042	0,039	0,041	0,038	0,043	0,040
Nd	0,144	0,135	0,142	0,141	0,146	0,136
Sm	0,022	0,021	0,027	0,038	0,028	0,022
Gd	0,010	0,009	0,015	0,028	0,016	0,011
Dy	0,002	0,003	0,006	0,012	0,006	0,003
Er	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001
Th	0,070	0,094	0,056	0,093	0,056	0,069
U	0,005	0,008	0,015	0,012	0,011	0,008
Pb	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
kationty	2,000	2,004	2,003	2,005	2,002	2,002
aniony	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

## 8. Diskuse

Granity svým chemickým složením odpovídají taveninám vzniklým parciálním tavením metapelitů (BURIÁNEK 2003; RENÉ 2003). Jde o taveniny geochemicky poměrně málo frakcionované. Což naznačují vysoké obsahy Ba, Sr a nízké obsahy Rb. Studované granity tvoří řadu drobných těles uspořádaných zhruba ve směru SV-JZ. Tělesa na severovýchodě (obr. 1) jsou geochemicky poněkud méně frakcionovaná v porovnání s největším tělesem u Ořechova (obr. 5a). Pegmatity vystupující na severozápadním okraji tělesa u Ořechova pak představují nejvíce geochemicky frakcionované horniny ve studovaném souboru vzorků (obr. 2a). Při zvyšujícím se stupni geochemické frakcionace se snižuje obsah Ba v granitické tavenině (ALFONSO *et al.* 2003). Ve studovaných granitech pokles Ba dobře koreluje s růstem obsahu Rb a poklesem Sr (obr. 3a).

Rozdílná intenzita geochemické frakcionace se projevuje v chemickém složení minerálů. S klesajícím obsahem Ba v draselných živcích se zároveň snižuje obsah tohoto prvku v horni-

ně. Obsahy BaO ve slídách (0,01–0,09 hm. %) a v plagioklasech (pod 0,01 hm. %) jsou totiž v porovnání s draselným živcem poměrně nízké. Obsah Ba v granitu je tedy ovlivněn chemickým složením (obr. 5c) a množstvím draselného živce. Toto pozorování je ve shodě s experimentálními pracemi o krystalizaci peraluminické taveniny (ICENHOWER a LONDON 1996; REN 2004). Stupeň geochemické frakcionace granitů se projevuje na chemickém složení biotitů (obr. 5a). Granity s vyšším stupněm frakcionace (nízké Ba a vysoké Rb) obsahují biotity s vyšším  $X_{Fe}$ . Nejvyšší  $X_{Fe}$  má biotit z pegmatitů a tento biotit má také nejvyšší obsahy F (obr. 5a).

Monazit je hned po apatitu nejhojnějším akcesorickým minerálem v těchto granitech a proto je obsah LREE v granitu výrazně ovlivněn právě jeho zastoupením. Normalizované křivky LREE monazitu má podobný tvar jako křivky LREE pro granity. Na základě petrografie můžeme předpokládat že tvar křivky HREE je u granitů ovlivněn hlavně zastoupením zirkonu a xenotimu což je ve shodě s publikovanými daty o peraluminických granitech (např. BEA 1996). Tvar křivek REE normalizovaných na chondrit je tedy u všech studovaných vzorků řízen hlavně zastoupením monazitu, zirkonu a xenotimu v hornině. Většina monazitů vznikla magmatickou krystalizací. Vznik mladších zrn monazitu s huttonitovou substitucí v turmalinických granitech patrně souvisí s aktivitou postmagmatických hydrotermálních fluidů (viz. HARLOV *et al.* 2007).

Turmalíny vznikaly v různých fázích vývoje granitické taveniny. Turmalíny typu I tvoří oscilačně zonální automorfní až hypautomorfní zrna, která vznikla přímou krystalizací z taveniny. Během krystalizace se v turmalínu cyklicky střídaly zóny s odlišnými obsahy Fe, Mg, Al a mírně také oscilovalo zastoupení Na a Ca v pozici X. Obecně však platí že směrem k okrajům zrna můžeme pozorovat trend růstu Na, Fe a F. Během závěrečné etapy růstu se na okrajích zrna objevuje turmalín v němž roste poměr  $X_{Fe}$ , ale obsahy F a Na se nemění. Podobný vývoj můžeme pozorovat u turmalínu typu II. Tyto turmalíny krystalovaly z geochemicky nejfrakcionovanější části taveniny (obr. 3a). Středy zrn tohoto turmalínu mají chemické složení totožné s turmalínem typu I, avšak okraje se vyznačují vyššími obsahy F (obr. 4d). Také tento turmalín koexistuje s biotitem, který má ve srovnání s biotity z ostatních granitů vyšší obsahy F a  $X_{Fe}$  (obr. 5b).

Typ III tvoří široké spektrum turmalínů vznikajících v pozdním solidu možná až v subsolidu granitové taveniny. Tyto turmalíny tvoří v muskovit-biotitických granitech drobné akumulace (nodule) a nepravdělné smouhy až žíly. Kolem těchto struktur bývá vyvinut leukokratický lem. Turmalíny často zatlačují živce nebo biotity a musely tedy vzniknout až po krystalizaci těchto minerálů. Turmalíny někdy přednostně zatlačují perthity v draselných živcích a u plagioklasů je patrně zatlačování albitem bohatých zón na okrajích zrna. Po stránce chemické se tento turmalín typu III příliš neliší od typu I, ale na rozdíl od něj nemá okraje s vysokým poměrem  $X_{Fe}$ . Turmalíny s vysokým poměrem  $X_{Fe}$  ale tvoří samostatná drobná zrna situovaná na okrajích zrn plagioklasů uvnitř nodulí. Granity s turmalínem typu III nevykazují žádné výrazné obohacení nebo ochuzení o prvky mobilní v hydrotermálních fluidech (například K nebo Rb) a nevykazují ani výrazný tetradový efekt ( $TE_{1-3}$  dosahuje maximálně hodnoty 1,11). Jeden ze vzorků je mírně obohacen Na (obr. 3a), což koresponduje s údaji získanými mikroskopickým studiem. V tomto vzorku je turmalín místy lemován mladším albitem. Obecně ale chemické složení granitů nenaznačuje žádný výrazný přínos nebo odnos prvků v důsledku interakce s hydrotermálními fluidy. Turmalín patrně vznikl jako produkt krystalizace z bórem bohaté taveniny, která se odmísila v závěrečných fázích krystalizace muskovit-biotitických granitů. Taková tavenina pak mohla krystalovat v izolovaných kapsách za podmínek na hranici solidu a subsolidu okolních muskovit-biotitických granitů.

Automorfní až hypautomorfní sloupce turmalínu IV vyplňují mladé pukliny, které vznikaly během chladnutí granitu. Radiálně paprscitě agregáty turmalínů jsou produktem krystalizace z hydrotermálních roztoků a jejich chemické složení se příliš neliší od Fe bohatých turmalínů předchozího typu III. Hydrotermální roztoky koncentrovaly bór nespoteřebovaný během magmatické krystalizace, což je v peraluminických taveninách poměrně běžné (THOMAS *et al.* 2003).



To vede k postupnému růstu obsahu Fe, Na a F směrem k okrajům turmalínů. V závěrečných stádiích krystalizace se pak výrazně projevuje substituce  $Y\text{Mg}_1 Y\text{Fe}_{-1}$ .

Vznik chemicky velmi podobných turmalínů během různých fází vývoje granitu může odrážet krystalizaci granitické taveniny v relativně uzavřeném systému. Peraluminická tavenina vzniklá tavením metasedimentů nebyla zpočátku nasycená bórem. Bór se hromadil během krystalizace až došlo v některých částech granitických těles ke vzniku turmalinických granitů. Ve většině granitických těles byly obsahy bóru nízké a tak zde začal turmalín krystalovat až na hranici solidu a subsolidu, přičemž zatlačoval některé již vykrystalované minerály. Zbytek bóru, který se nespotřeboval během krystalizace tavenin se koncentroval v postmagmatických hydrotermálních fluidech.

## LITERATURA

- ALFONSO, P., MELGAREJO, J. C., YUSTA, I., VELASCO, F., 2003: Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the Cap de Creus field, Catalonia, Spain. - *Canad. Mineral.*, 41(1), 103-116.
- BEA, F., 1996: Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. - *J. Petrology*, 37(3), 521-552.
- 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.
- BURIÁNEK, D., 2003: Turmalinické granity moldanubika a saxothuringika - příklad využití turmalínu jako petrogenetického indikátoru. - disertační práce (MS), 1-256. PpF MU, Brno.
- FOERSTER, H.-J., 1998: The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany; Part I, The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. - *Amer. Mineral.*, 83(3-4), 259-272.
- HARLOW, D. E., WIRTH, R., HETHERINGTON, C. J., 2007: The relative stability of monazite and huttonite at 300-900 °C and 200-1 000 MPa: Metasomatism and the propagation of metastable mineral phases. - *Amer. Mineral.*, 92(10), 1 652-1 664.
- 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.
- CHMELÁŘ, J., 1999: Mineralizace zlomových systémů a okolních hornin, 3. Třebíčský masív a jeho blízké okolí. - *Minerál*, 4, 314-318.
- ICENHOWER, J., LONDON, D., 1996: Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. - *Amer. Mineral.*, 81 (5-6), 719-734.
- JANOŮSEK, V., FARROW, C. M., ERBAN, V., 2006: Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). - *J. Petrol.* 7: 1 255-1 259
- LONDON, D., 1997: Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineral-melt equilibria. - *J. Petrol.*, 38 (12), 1 691-1 706.
- LONDON, D., 1999: Stability of tourmaline in peraluminous granite systems; the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. - *Eur. J. Mineral.*, 11 (2), 253-262.
- MÍSAŘ, Z., 1997: Geologická mapa ČR: list 24-31, Velké Meziříčí, 1 : 50 000. - Praha, Český geologický ústav.
- REN, M., 2004: Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between alkali feldspar and peraluminous silicic magma. - *Amer. Mineral.*, 89 (8-9), 1 290-1 303.
- RENÉ, M., 2003: Dvojslídne granity z okolí Ořechova. - *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2002*, 79-82.
- SULOVSKÝ, P., ČOPIJKOVÁ, R., ŠKODA, R., 2003: Možnosti a omezení stanovení absolutního stáří monazitu pomocí elektronové mikrosondy. - *Zprávy Geol. Výzk. za r. 2003*, 122-125.
- TAJČMANOVÁ L., KONOPÁSEK J., SCHULMANN K., 2006: Thermal evolution of the orogenic lower crust during exhumation within a thickened Moldanubian root of the Variscan belt of Central Europe. - *J. Metamorph. Geol.*, 24, 119-134.
- THOMAS, R., FÖRSTER, H.-J., HEINRICH, W., 2003: The behaviour of boron in a peraluminous granite-pegmatite system and associated hydrothermal solutions: a melt and fluid-inclusion study. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144(4), 457-472.