ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXXII (2007): 131–142, 2007

MUSKOVIT-PLAGIOKLASOVÉ POLOHY V DOLOMITICKÉM MRAMORU U PROSETÍNA, OLEŠNICKÁ JEDNOTKA, MORAVIKUM – LOŽNÍ INTRUZE APLITŮ NEBO METAEVAPORITY?

MUSCOVITE-PLAGIOCLASE LAYERS IN DOLOMITE MARBLE NEAR PROSETÍN (OLEŠNICE UNIT, MORAVICUM) CONCORDANT INJECTIONS OF APLITE OR METAEVAPORITES?

VLADIMÍR OPLETAL, JAROMÍR LEICHMANN & STANISLAV HOUZAR

Abstract

Opletal, V., Leichmann J., Houzar, S. 2007: Muskovit-plagioklasové polohy v dolomitických mramorech u Prosetína (olešnická skupina, moravikum) – ložní intruze aplitů nebo metaevapority? Acta Musei Moraviae, Sci. geol., 92, 131–142.

Muscovite-plagioclase layers in dolomite marble near Prosetín (Olešnice Unit, Moravicum) concordant injections of aplite or metaevaporites?

Layers of concordant muscovite-plagioclase rock are enclosed in dolomite marble near Prosetín (Olešnice unit, Moravicum). These rocks were previously interpreted as strongly altered injections of silica-poor aplites (oligoclasites). Muscovite-plagioclase rock is white, fine-grained, composed by prevailing oligoclase and small content of muscovite, phlogopite and aggregates of blue tourmaline (dravite). Plagioclase exhibits continuous metamorphic zonation (core An_{15-28}–rim An_{34-37}). Common scapolite (Me_{41-49}) rich in Cl (1.30–2.20 wt. %) do not contain SO_3 anion. It forms small nests, containing also phlogopite and zoisite. Mineral assemblages correspond to multiphase regional metamorphism. Part of scapolite is clearly later mineral which replaces plagioclase; albite, chlorite, vermiculite, rare pumpellyite-(Al) and illite-smectite are the youngest retrograde minerals. High Na/K and Mg/Fe ratio and very low content of TiO_2 and P_2O_5 characterise the whole chemical composition of the rock. The studied layers are interpreted as metamorphosed synsedimentary layers of rock compound of carbonate (especially dolomite) and clay with abundant admixture of halite. Similar albite- and/or scapolite-rich rocks (albitite, marialite marbles, dravite-bearing albite-scapolite biotitic gneisses) are developed in whole northern part of Olešnice Unit.

Key words: plagioclase, scapolite, metaevaporites, dolomitic marbles, Olešnice unit, Moravicum, Bohemian Massif.

Vladimír Opletal, Moravské naftové doly a. s. Hodonín, Úprkova 807/6, 675 01 Hodonín.

Jaromír Leichmann, Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: leichman@sci.muni.cz

Stanislav Houzar, Department of Mineralogy and Petrography, Moravian Museum, Zelný trh 6, 659 37 Brno, e-mail: shouzar@mzm.cz

1. Úvod

V dolomitických mramorech u Prosetína, které jsou součástí olešnické jednotky svratecké klenby moravika, zaznamenal SEKANINA (1965a) několik poloh živcových hornin, které interpretoval jako intruze aplitů silně pozměněné postmagmatickou alterací. Dvě polohy těchto hornin se na lokalitě podařilo ověřit a nově odebrané vzorky byly studovány

s použitím metod, které v době, kdy Sekanina zveřejnil svůj příspěvek nebyly k dispozici. Výsledky nového výzkumu umožňují vyslovit odlišný názor na vznik těchto hornin.

2. Pozice lokality a historický přehled

Studovaná lokalita leží asi 1 km S od obce Prosetín (nedaleko Olešnice na Moravě), 200 m na Z od kóty 637 m. Jde o poměrně rozsáhlý jámový lom, nacházející se v blízkosti opuštěné vápenky. Původní rozměry lomu jdou již těžko odhadnout, lom je částečně zavezen odpadem a zasucen. Délka však pravděpodobně přesahovala 100 m a šířka 40 m. Studované horniny byly nalezeny v jz. části nedaleko původního vjezdu do lomu. Obě silikátové polohy jsou v důsledku zájmu sběratelů minerálů částečně odtěženy a okolní mramory proto vytvářejí nad oběma polohami až metr široký převis.

Silikátové polohy složené často pouze z plagioklasu (většinou albitu-oligoklasu), někdy s podílem skapolitu, dolomitu, zoisitu, slíd a křemene, jsou charakteristické pro některé dolomitové mramory olešnické jednotky. S výjimkou nepublikované práce SEKANINY (1965a), vyznačující se mj. precizní mikroskopickou identifikací minerálů, nebyly však nikdy studovány. SEKANINA (1965a) tyto horniny pokládal většinou za produkty infiltrační metasomatózy vázané na žíly magmatických hornin, vyskytujících se v okolí lokality, příp. za přímé proniky zmíněných žil magmatitů do zmíněných dolomitických mramorů.

Podrobný popis věnoval SEKANINA (1965a, b) „bezkřemennému oligoklasitu" ve zmíněném lomu. Jeho ložní žíly jsou uloženy v čistých dolomitových mramorech (obsah kalcitu <5 %), které jen lokálně obsahují jehličkovitý tremolit a v sousedství oligoklasitu akcesorický zoisit. Na kontaktu obou hornin uvádí 2–5 cm mocný lem flogopitu + vermikulitu a chloritu, na vnějším kontaktu se objevuje zóna čistého kalcitu 5–10 mm mocná. Drobnozrnný oligoklasit je tvořen inverzně zonálním plagioklasem (střed An_{25} – okraj An_{30}), v místech tektonického porušení obsahuje hojný mladší muskovit, skapolit, flogopit + vermikulit, turmalín – dravit, zoisit a chlority, zcela ojedinělý je titanit. Skapolit odpovídající středním členům marialit-mejonitové řady, s mírnou převahou marialitové složky, je zřetelně mladší, stejně jako modrošedý dravit. Žíla vznikla intruzí magmatu již primárně chudého SiO_2. Vztahy mezi jednotlivými minerály nejsou vždy jednoznačné, jasný není ani původ B pro dravit, přínos Cl souvisí s mladšími hydrotermálními fluidy (SEKANINA 1965a, b).

3. Metodika

Z odebraných vzorků byly na Ústavu geologických věd MU zhotoveny leštěné výbrusy, které byly nejprve studovány v polarizačním mikroskopu. Vnitřní stavby karbonátů byly studovány s pomocí katodové luminiscence (CL) na přístroji s horkou katodou Simon-Neuser HC 2, urychlovací napětí 14 kV, proudová hustota 10–40 mA/mm^2. Vybrané vzorky byly analyzovány na elektronové mikrosondě Cameca SX100 ve WDS-modu při průměru paprsku 3–5 mm, akceleračním napětí 15 kV, a proudu 40 nA. Jako standardy byly použity wollastonit (Ca), oxidy (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Ba) a chloridy (Na, K, Cl). Data byla přepočtena s pomocí ZAF-4 korekce. Chemická analýza silikátové horniny byla provedena rovněž na ÚGV PřF MU (analytik P. Kadlec). Z volatilních komponent byly stanoveny pouze CO_2 a SO_2, zatímco B, F a Cl byly společně s H_2O zahrnuty do ztráty žíháním. Výsledky ojedinělé chemické analýzy je třeba považovat pouze za orientační, protože byly analyzovány společně všechny tři rozdílné části horniny: plagioklas-muskovitová, turmalinická a skapolit-flogopitová. Přes snahu zachovat poměr jednotlivých částí jako u celkové horniny, může být analýza ovlivněna nehomogenitou vzorku. Používané zkratky minerálů jsou podle KRETZE (1983).

4. Přehled petrografie a mineralogie

4.1. Mramor

Mramory náležející k olešnické jednotce moravika byly v posledních letech studovány zejména s ohledem na minerální asociace a s pomocí katodové luminiscence (HOUZAR *et al.* 2000, Houzar a LEICHMANN 2003, OPLETAL 2006). Autoři v dané oblasti rozlišili, v souladu se SEKANINOU (1965a), tři hlavní typy mramorů: silikáty bohaté kalcitické, s metamorfní asociací Cal + Qtz ± Phl ± Ms, dolomitické s asociací Dol + Cal + Tr ± Phl a velmi čisté dolomitové Dol + Tr ± Cal ± Phl. Podmínky metamorfózy lze přibližně odhadnout na T_{max} = 580–620 °C při X_{CO2} = 0,2–0,7 a T_{min} = 480–530 °C při X_{CO2} 0,2–0,6 při celkovém tlaku 500 MPa (HOUZAR a LEICHMANN 2003).

Horniny, v nichž se nacházejí studované muskovit-plagioklasové polohy, jsou bílé, středně zrnité dolomitové mramory, prakticky bez silikátové příměsi, s všesměrně zrnitou texturou.

Mikroskopicky jsou stejnoměrně zrnité, složené z **dolomitu**, který tvoří mozaiku xenomorfně omezených zrn s proměnlivou velikostí (≤2 mm), zatímco množství **kalcitu** kolísá od ~ 1 % do 5 %. Z katodoluminiscenčního studia vyplývá dvojí typ dolomitu. Dolomit I je primární a vyznačuje se tmavě červenou CL, dolomit II zřetelně sekundární (v CL světleji červený) vzniklý pravděpodobně při retrográdní fázi metamorfózy odmíšením Mg z kalcitu a při karbonatizaci zrn tremolitu. Kalcit tvoří drobnější zrna vyznačující se světle oranžovou CL. Složení karbonátů mramoru je uvedeno v tab. 1. **Tremolit** je v mramoru téměř jediným silikátem. Chemickým složením odpovídá koncovému Mg-členu (≤0,56 hm.% FeO a ≤0,73 hm.% Al_2O_3), pod hranicí detekce je obsah F a Cl (tab. 1). Vyskytuje se ve více či méně karbonatizovaných zrnech max. velikosti až 4 mm, či ve shlucích těchto zrn. Sekundární dolomit v některých partiích mramoru zatlačuje téměř všechen tremolit (některá zrna jsou karbonatizována až do té míry, že z původního tremolitu zůstal pouze náznak typického krátce lištovitého tvaru). Tremolit je produktem reakcí:

(1) $2Tlc + 3Cal = Tr + Dol + CO_2 + H_2O$

(2) $5Tlc + 6Cal + 4\ Qtz = 3Tr + 6CO_2 + 2H_2O$, lokálně i

(3) $5Dol + 8SiO_2 + H_2O = Tr + 3Cal + 7CO_2$,

odpovídající převážně prográdní fázi metamorfózy, charakteristické pro většinu mramorů olešnické skupiny (NOVÁK 1988, HOUZAR *et al.* 2000). Ojedinělý je bezbarvý **flogopit**, z akcesorických minerálů je dále přítomen **apatit** a **titanit** (SEKANINA 1965a).

4.2. Muskovit-plagioklasové horniny se skapolitem a flogopitem

Zjištěné muskovit-plagioklasové horniny tvoří dvě přibližně paralelní polohy průměrně 30 cm mocné. Jejich mocnost značně kolísá, klesá až pod 10 cm, příp. téměř vykliňují, jindy čočkovitě naduřují a mocnost přesahuje 50 cm. Kontakty s okolními mramory jsou ostré. Nebyly zde pozorovány reakční zóny, které by mohly být připisovány kontaktní metamorfóze ani jemnozrnnější nebo afanitické lemy, které by svědčily pro zchlazení magmatu na kontaktu. Pouze jedna poloha měla na horním kontaktu několik mm až cm mocnou zónu tvořenou blíže neurčenými zvětralými fylosilikáty, patrně směsí flogopitu, vermikulitu a chloritu (srv. SEKANINA (1965a, b). V blízkém nadloží svrchní silikátové polohy se v mramoru objevují několik centimetrů mocné polohy biotitických rul. Mramory v přímém nadloží i podloží obou poloh nejeví žádné známky alterace nebo jiného postižení, kterými by se odlišovaly od ostatních mramorů zastižených v lomu.

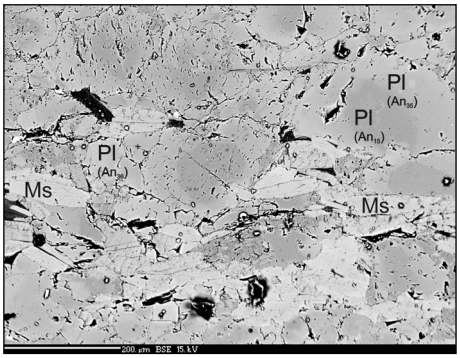
Studované horniny jsou většinou bílé, podobně jako okolní mramory. Odlišují se od nich makroskopicky zřetelně menší zrnitostí a výskytem až 3 cm dlouhých agregátů šedomodrého, často radiálně paprsčitého turmalínu, který je obvykle orientován kolmo ke kontaktu. Dalším charakteristickým znakem těchto hornin je výskyt nepravidelně rozptýlených drobných skapolitem bohatých čoček, které jsou nápadné svoji světle šedozelenou barvou a poněkud hrubší zrnitostí.

Tabulka 1. Reprezentativní chemické analýzy tremolitu a karbonátů z mramoru, Prosetín.
Table 1. Representative chemical analyses of tremolite and carbonates from marble, Prosetín.

	tremolit** tremolite 43/1	tremolit** tremolite 44/1	kalcit calcite 31/1	kalcit calcite 32/1	dolomit dolomite 33/1	dolomit dolomite 34/1
SiO_2	59,31	59,16	0,12	b.d.	0,01	b.d.
Al_2O_3	0,73	0,18	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
FeO	0,56	0,43	0,02	0,04	0,51	0,52
MnO	0,00	0,02	0,07	0,07	0,09	0,12
MgO	24,03	24,37	0,46	0,27	21,11	19,98
CaO	13,88	13,79	56,45	56,24	30,72	30,31
SrO	b.d.	b.d.	0,02	b.d.	b.d.	0,04
Na_2O	0,14	0,04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
CO_2^*	-	-	45,06	44,5	47,54	46,01
H_2O^*	2,23	2,22	-	-	-	-
Celkem	100,93	100,23	102,21	101,12	99,98	96,98
Si^{4+}	7,966	7,996	0,004	-	-	-
Al^{3+}	0,116	0,029	-	-	-	-
Fe^{2+}	0,063	0,049	0,001	0,001	0,013	0,014
Mn^{2+}	-	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003
Mg^{2+}	4,812	4,910	0,022	0,013	0,970	0,948
Ca^{2+}	1,997	1,997	1,966	1,984	1,014	1,034
Sr^{2+}	-	-	0,001	-	-	0,002
Na^+	0,036	0,010	-	-	-	-
C^{4+}	-	-	2,000	2,000	2,000	2,000
OH^-	2,000	2,000	-	-	-	-
O^{2-}	22	22	6	6	6	6
Σ cat.	14,999	14,995	3,996	4	4	4

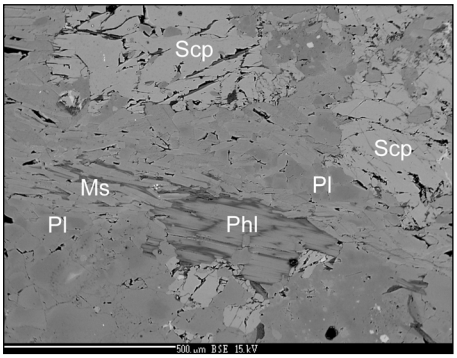
* dopočteno ze stechiometrie
** rovněž 0,01 hm.% TiO_2 a 0,05 hm.% K_2O

Značná nehomogenita horniny je zřejmá i v mikroskopickém měřítku. Zcela převažují drobná zrna **plagioklasů** (převažuje oligoklas), jejichž velikost pouze vzácně přesahuje 1 mm, většinou kolísá okolo 0,3 mm. Některá zrna jsou xenomorfně omezená, v některých částech horniny utvářejí polygonální zrna plagioklasů dlaždicovitou stavbu. Už při optickém pozorování je u větších zrn patrná výrazná kontinuální zonálnost (obr. 1). Vzácně je plagioklas zatlačován lístkovitými agregáty Ca–Al–Mg silikátu, jehož složení odpovídá **pumpellyitu-(Al)**, který je doprovázen jílovým minerálem pravděpodobně se smíšenou **illit-smectitovou** strukturou (obr. 6). Mezi zrny plagioklasů jsou vzácně rozptýlena drobná, lištovitá zrna **muskovitu**, často srůstajícího s **flogopitem** (obr. 2). Naprostá většina muskovitu je soustředěná do tenkých, navzájem paralelních pásků rovnoběžných s okrajem polohy (SEKANINA 1965a). Celkový obsah světlé slídy nepřesahuje 5 %. V těchto muskovit-plagioklasových polohách se objevují agregáty radiálně paprsčitého, v mikroskopu bezbarvého turmalínu. Pozice **turmalínu** v hornině ukazuje, že vzniká jako relativně mladý minerál. Plagioklasy v jeho okolí jsou zakaleny produkty přeměn, mezi nimiž byl zjištěn **albit, muskovit, epidot** a **kalcit** (obr. 5).



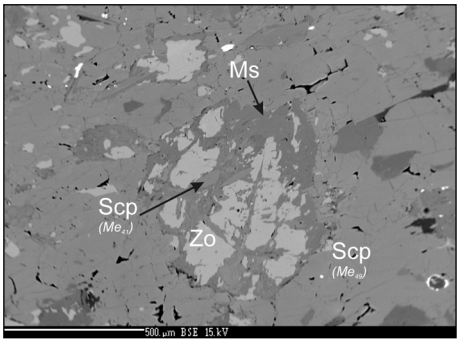
Obr. 1. Inverzně zonální plagioklas společně s muskovitem tvoří převažující část studovaných hornin, odražené elektrony.

Fig. 1. Plagioclase with inverse zoning forms, together with muscovite, the prevailing type of the rock, BSE image.



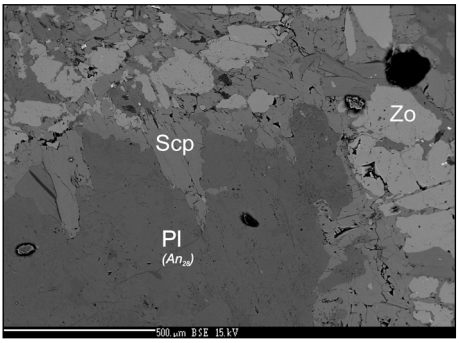
Obr. 2. Skapolit (reliktní?) se srůsty flogopitu s muskovitem v převažujících plagioklas-muskovitických doménách, odražené elektrony.

Fig. 2. Scapolite (relic?) with muscovite-phlogopite intergrowths in the prevailing plagioclase-muscovite domains, BSE image.



Obr. 3. Zoisit-muskovit-skapolitový agregát ve skapolitu (Me_{49}), odražené elektrony.

Fig. 3. Zoisite-muscovite-scapolite aggregate inside scapolite (Me_{49}), BSE image.



Obr. 4. Mladší skapolit a zoisit zatlačují oligoklas, odražené elektrony.

Fig. 4. Younger scapolite and zoisite replaces oligoclase, BSE image

Nepravidelné čočky, které se při makroskopickém pozorování odlišovaly svojí poněkud tmavší barvou, jsou převážně tvořeny až několik mm velkými, hypautomorfními až xenomorfními zrny **skapolitu** (obr. 3), které jsou mikroskopicky velmi nápadné velkým množstvím drobných inkluzí. Skapolit je částečně starší než plagioklas, reliktní, někdy je naopak zřetelně mladší (obr. 4). Je někdy lemován hypauto- až xenomorfními lupínky **flogopitu**, které jsou poněkud menší než zrna **skapolitu**. Flogopit místy přímo srůstá s muskovitem nebo jím bývá doprovázen. Vedle těchto minerálů se vyskytují rovněž xenomorfní zrna **zoisitu** (na základě optických vlastností ho určil SEKANINA 1965a) nebo **klinozoisitu** až několik mm velká.

4.3. Chemické složení minerálů muskovit-plagioklasových hornin

Plagioklasy z převažující části horniny odpovídají převážně oligoklasu a vzácněji andezínu. Jsou zřetelně zonální, s kontinuální inverzní zonálností (obr. 1). Centrální část je tvořena oligoklasem An_{15-28} (Tab. 2, anal. 2, 3, 4, 6), okrajová část pak andezínem An_{34-37} (Tab. 2, anal. 1, 5, 7). Obsah K-složky je nízký (0,11–0,17 hm.% K_2O), obsah Ba,

Tabulka 2. Reprezentativní chemické analýzy plagioklasů a skapolitu z muskovit-plagioklasové horniny.
Table 2. Representative chemical analyses of plagioclases and scapolite from muscovite-plagioclase rock.

	plagioklasy – plagioclases							skapolity – scapolites				
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5
SiO_2	59,16	61,94	64,52	62,03	59,33	64,77	59,54	52,70	51,10	54,40	52,38	51,41
Al_2O_3	26,27	24,43	21,65	23,46	25,28	21,59	24,78	24,82	25,12	24,23	24,55	24,95
CaO	7,90	5,99	3,27	5,38	7,24	3,10	7,00	12,24	13,65	10,53	12,18	13,50
SrO	0,02	0,02	0,05	0,06	0,03	0,03	0,07	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Na_2O	7,26	8,30	9,02	8,19	7,00	9,67	7,31	6,85	6,34	8,11	6,79	6,26
K_2O	0,11	0,17	0,16	0,17	0,14	0,17	0,14	0,43	0,46	0,50	0,53	0,43
P_2O_5	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,01	0,02	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
CO_2^*	-	-	-	-	-	-	-	3,12	3,36	2,38	3,07	3,34
Cl	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	1,50	1,28	2,16	1,52	1,29
O=Cl	-	-	-	-	-	-	-	-0,34	-0,29	-0,49	-0,34	-0,29
Celkem	100,72	100,85	98,67	99,29	99,02	99,34	98,86	101,32	101,03	101,82	100,67	100,89
Si^{4+}	2,624	2,728	2,872	2,766	2,666	2,870	2,681	7,743	7,556	7,870	7,745	7,619
Al^{3+}	1,373	1,268	1,136	1,233	1,339	1,127	1,315	4,298	4,378	4,131	4,278	4,358
Ca^{2+}	0,375	0,283	0,156	0,257	0,349	0,147	0,338	1,927	2,162	1,632	1,930	2,144
Sr^{2+}	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	-	-	-	-	-
Na^+	0,624	0,709	0,779	0,708	0,61	0,831	0,638	1,951	1,818	2,275	1,947	1,799
K^+	0,006	0,010	0,009	0,010	0,008	0,010	0,008	0,081	0,087	0,092	0,100	0,081
P	-	-	-	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-
Cl^-	-	-	-	-	-	-	-	0,374	0,321	0,530	0,381	0,324
CO_3^{2-}	-	-	-	-	-	-	-	0,626	0,679	0,470	0,619	0,676
O^{2-}	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	24,064	23,953	24,018	24,052	24,020
Σ cat.	5,004	4,997	4,953	4,976	4,973	4,986	4,983	16	16	16	16	16
An	37	28	17	26	36	15	34	-	-	-	-	-
An**	-	-	-	-	-	-	-	43	46	38	43	45

* Dopočteno ze stechiometrie / calculated by stoichiometry
**An-ekvivalent: 100x(Al-3)/3)
obsah Ba, Fe a Mn v plagioklasech je na hranici detekce / Ba, Fe and Mn contents in plagioclases are near detection limits

Fe a Sr je při hranici detekce (≤0,02 hm.%) (tab. 2). V asociaci s turmalínem se vyskytuje zřetelně mladší albit (An ≤10).

Muskovit je charakteristický zvýšeným obsahem MgO (1,00–2,84 hm.%, tab. 3). Obsahuje Fe (0,11–0,19 hm. % FeO), má mírně zvýšený obsah BaO (≤0,16 hm. %) a naopak velmi nízký je obsah Ti (≤0,01 hm.% TiO_2). Na hranici detekce je F (≤0,03 hm.%), Cl (≤0,01 hm.%), Cr a Mn. Muskovit vyskytující se ve skapolitových partiích v asociaci s flogopitem (obr. 2) se svým složením neliší od muskovitu z části tvořené převážně plagioklasem. S muskovitem je v asociaci spíše bazičtější oligoklas-andezín. Muskovit vznikající společně se skapolitem na úkor zoisitu (obr. 3) se vyznačuje nižším obsahem MgO (~ 1,00 hm.%, tab. 3, anal. 20/1).

Skapolit (marialit) se pravděpodobně objevuje ve více generacích. Odpovídá střednímu členu skapolitové řady s mírnou převahou marialitové komponenty (Me_{41-49}), relativně vyšším obsahem Cl (1,30–2,20 hm.%) a neobsahuje S ani Sr (tab. 2). Takové složení, včetně poměru Al/Si (0,55–0,58), odpovídá skapolitům z metaevaporitů (srv. SERDYUCHENKO 1975, KŘÍBEK *et al.* 1997, HÖGELSBERGER 1998). Velká xenomorfní zrna reliktního (?) skapolitu se vyskytují v asociaci s oligoklasem a muskovitem (obr. 2), jemnozrnný skapolit (Tab. 2, anal. 3) je součástí asociace Zo + Ms + Scp, uzavřené ve skapolitu se zvýšenou mejonitovou složkou (Me_{49}; obr. 3).

Tabulka 3. Reprezentativní chemické analýzy slíd z muskovit-plagioklasové horniny.

Table 3. Representative chemical analyses of micas from muscovite-plagioclase rock.

	muskovit muscovite Ms 36/1	muskovit muscovite Ms 17/1	muskovit muscovite Ms 20/1	flogopit phlogopite Phl 16/1
SiO_2	48,98	50,29	48,83	41,42
TiO_2	0,01	0,01	b.d.	0,03
Al_2O_3	31,89	32,75	36,45	19,28
Cr_2O_3	0,02	0,02	b.d.	0,01
FeO	0,14	0,19	0,11	1,27
MnO	0,02	b.d.	b.d.	b.d.
MgO	2,84	2,79	1,00	24,08
CaO	b.d.	b.d.	0,01	0,02
BaO	0,12	0,16	0,05	0,05
Na_2O	0,51	0,43	0,21	0,10
K_2O	10,57	10,41	10,74	9,11
H_2O	4,51	4,63	4,65	4,35
F	0,03	b.d.	b.d.	b.d.
CL	b.d.	b.d.	b.d.	0,03
O=F	-0,01	-	-	-
O=CL	-	-	-	-0,01
Celkem	99,63	101,68	102,05	99,74
Si^{4+}	6,490	6,510	6,291	5,699
Ti^{4+}	0,001	0,001	-	0,003
Al^{IV}	1.510	1.490	1,709	2,301
Al^{VI}	3,47	3,506	3,825	0,826
Cr^{3+}	0,002	0,002	-	0,001
Fe^{2+}	0,016	0,021	0,012	0,146
Mn^{2+}	0,002	-	-	-
Mg^{2+}	0,561	0,538	0,192	4,939
Ca^{2+}	-	-	0,001	0,003
Ba^{2+}	0,006	0,008	0,003	0,003
Na^{+}	0,131	0,108	0,052	0,027
K^{+}	1,787	1,719	1,765	1,599
OH*	3,987	4,000	4,000	3,993
F^{-}	0,013	-	-	-
Cl^{-}	-	-	-	0,007
O^{2-}	20	20	20	20
Σ cat.	13,976	13,903	13,851	15,547

Tabulka 4. Reprezentativní chemické analýzy turmalínu a pumpellyitu z muskovit-plagioklasové horniny.

Table 4. Representative chemical analyses of tourmaline and pumpellyite from muscovite-plagioclase rock.

	dravit dravite	pumpellyit pumpellyite	pumpellyit pumpellyite
SiO_2	38,35	37,69	37,87
TiO_2	0,02	b.d.	b.d.
Al_2O_3	33,28	26,96	26,75
B_2O_3*	10,97	-	-
FeO	0,38	0,24	0,44
MnO	b.d.	0,14	0,09
MgO	10,66	3,7	3,82
CaO	0,88	23,87	23,91
Na_2O	2,03	0,08	0,04
K_2O	0,04	0,03	0,00
P_2O_5	b.d.	0,01	0,04
F	b.d.	0,35	0,28
Cl	b.d.	0,09	0,03
H_2O*	3,79	7,39	7,45
O=F	-	-0,15	-0,12
O=Cl	-	-0,02	-0,01
Celkem	100,40	100,38	100,60
Si^{4+}	6,073	2,983	2,992
Ti^{4+}	0,002	-	0,001
Al^{3+}	6,211	2,515	2,461
B^{3+}	3,000	-	-
Fe^{2+}	0,050	0,016	0,029
Mn^{2+}	-	0,009	0,006
Mg^{2+}	2,517	0,437	0,450
Ca^{2+}	0,149	2,024	2,024
Na^{+}	0,623	0,012	0,006
K^{+}	0,008	0,003	0,000
OH^{-}	4,000	1,900	1,926
P^{5+}	-	0,001	0,003
F^{-}	-	0,088	0,070
Cl^{-}	-	0,012	0,004
O^{2-}	27	14,134	14,164
H_2O	-	1	1
Σ cat.	18,634	8	8
Σ an.	31	14,234	14,238

* dopočteno ze stechiometrie, calculated by stoichiometry

Flogopit je charakteristický vysokým X_{Mg} (0,97). Vedle nízkého podílu Fe (1,3 hm.% FeO) a Ti (0,3–0,07 hm.% TiO_2) jsou ostatní prvky zastoupeny na hranici (Ba, Cl, Cr), příp. pod mezí (Mn, F) detekce (tab. 3).

Turmalín (dravit) svým složením odpovídá dravitu s podílem magneziofoititové složky (10,66 hm.% MgO, vakance v X pozici 0,238 pfu) a malým podílem uvitové složky (0,88 hm.% CaO). Nízký je obsah Ti (TiO_2 ≤0,3 hm.%), Mn a F je pod mezí detekce (obr. 5, tab. 4). Analyzovaný dravit odpovídá starším analýzám turmalínu ze stejné horniny (Povondra a Novák 1986), které mají jen mírně vyšší obsah Fe, Ca a Na, což nejspíše souvisí s odlišnou metodikou analýz).

Pumpellyit-(Al) náleží k relativně vzácným pumpellyitům značně bohatým Al (srv. Passeglia a Gottardi 1973, Yoshiasa a Matsumoto 1985). Složením odpovídá střednímu čle-

nu mezi pumpellyitem-(Mg) a pumpellyitem-(Al), přičemž obsah Al_2O_3 (26,75–26,96 hm.%) svědčí asi o 5 % vyššímu zastoupení Al-složky (tab. 4). Relativně nízký je obsah Mg (≤3,82 hm.% MgO) a velmi nízký je obsah Fe (≤0,44 hm.% FeO_{tot}) a Mn (≤0,14 hm.% MnO).

5. Chemické složení horniny

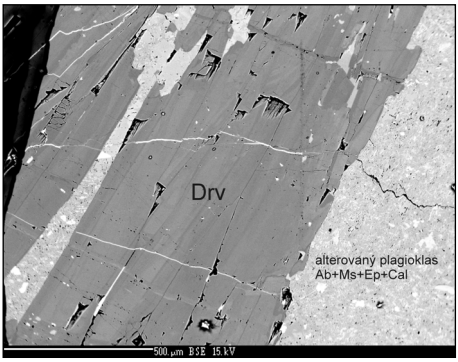
Složení studované horniny je uvedeno v tab. 5. V analyzovaném vzorku, stejně jako v průměrné hornině, převažuje partie tvořená plagioklasem s podílem muskovitu. Tomu rovněž odpovídá výsledek analýzy s relativně nízkým obsahem SiO_2 (54,79 hm.%) a vysokým Al_2O_3 (24,44 hm.%), CaO (8,31 hm.%) i Na_2O (6,94 hm.%). Hornina má vzhledem ke svému relativně felsickému charakteru vysoký poměr Mg/Fe (0,77). Obsahy Ti jsou velmi nízké (0,02 hm.% TiO_2), koncentrace P jsou nižší než setina procenta. Poměr Na_2O/K_2O je velmi vysoký – 5,34. Zvýšený obsah CO_2 pochází z kalcitu a mejonitové komponenty skapolitu. Koncentrace S jsou nižší než setiny procenta.

Hornina byla srovnána s dalšími, albitem a/nebo skapolitem bohatými metamorfity olešnické skupiny z lokality Crhov u Olešnice: (i) albit-dolomitovým mramorem (Ab + Dol + Qtz ± Cal) a (ii) skapolit-biotitickou pararulou (Qtz + Bt + Ms + Ab + Scp + Tur). Studovaná hornina má podobný obsah Na_2O a MnO. Rozdílem je však výrazně nižší obsah MgO, FeO a TiO_2 a naopak vyšší podíl Al_2O_3 (tab. 5.).

6. Diskuse

6.1. Minerální reakce a metamorfní vývoj

Prográdní asociace je značně zatlačena produkty MT-LT retrográdní fáze metamorfózy, jak je tomu ostatně v celé olešnické jednotce moravika (Houzar a Leichmann 2003). Přítomnost více typů skapolitu ve studované hornině ukazuje, že tento minerál vznikal několika reakcemi. PT podmínky vzniku a stability skapolitů různého složení jsou poměrně komplexní a jsou rovněž silně ovlivněné aktivitou Na, Cl a CO_2 ve fluidech. Ani experimentální údaje ne-



Obr. 5. Asociace turmalínu-dravitu s alterovaným plagioklasem (Ab + Ms + Zo + Cal), odražené elektrony.

Fig. 5. Assemblage of tourmaline (dravite) with altered plagioclases (Ab + Ms + Zo + Cal), BSE image.

Tabulka 5. chemické složení hornin. 1 – Prosetín, muskovit-plagioklasová hornina; 2 – Crhov, albit-dolomitový mramor; 3 – Crhov, skapolit-biotitická pararula.

Table 5. Whole-rock analyses of rocks. 1 – Prosetín, muscovite-plagioclase rock; 2 – Crhov, albite-dolomite marble; 3 – Crhov, scapolite-biotite paragneiss.

lokalita	oligoklasit* Prosetín	Ab-Dol mramor Crhov	Scp-Bt rula Crhov
		hm. %, wt.%	
SiO_2	54,79	35,22	63,71
TiO_2	0,02	0,33	0,83
Al_2O_3	24,44	8,72	16,29
$Fe_2O_{3\,tot.}$	0,38	2,08	4,59
Cr_2O_3	-	0,01	0,01
MnO	0,02	0,03	0,01
MgO	1,16	9,23	3,42
CaO	8,31	16,69	1,35
Na_2O	6,94	5,02	4,80
K_2O	1,30	<0,02	2,91
P_2O_5	-	0,08	0,08
L.O.I.		22,60	1,90
CO_2	0,63		
H_2O^+	2,39		
H_2O^-	0,16		
Celkem	100,54	100,01	99,90

L.O.I. ztráta žíháním, loss of ignition

* Li_2O = 23 ppm,

P_2O_5, S = pod mezí stanovení, below detection limits

poskytují v tomto směru jednoznačné výsledky (srv. ORVILLE 1975, ELLIS 1978, SATISH-KUMAR 1999, SATISH-KUMAR *et al.* 1995).

V případě studované horniny je zřejmé, že se při vzniku skapolitu uplatnila prográdní reakce s plagioklasem:

(4) Cal + 3Pl = Scp

i retrográdní reakce

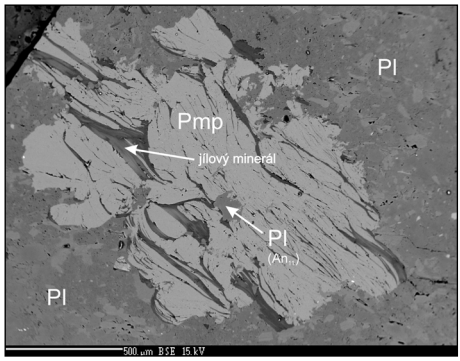
(5) 3 Pl + Cal + Qtz = Scp

Reakce (5) také vysvětluje úplnou absenci křemene v hornině. Ve studovaných horninách se při reakcích částečně uplatnil zoisit namísto anortitové komponenty plagioklasu. Pro skapolit z námi studovaných poloh v mramorech je také významná zejména jeho asociace s flogopitem (obr. 2) nebo i se zoisitem, přičemž v asociaci je někdy i muskovit. Muskovit se ve studovaných polohách vyskytuje poměrně hojně, místy dokonce srůstá s flogopitem, přestože by vzhledem ke stupni metamorfózy olešnické jednotky měl být v těchto asociacích spíše K-živec. Je proto možné, že se na některých skapolit-produkujících reakcích podílel právě muskovit (zdroj Al) a zdrojem Mg pro vznik flogopitu byl dolomit:

(6) Ms + Dol + NaCl = Phl + Scp.

Ve studované hornině dominuje oligoklas, vzniklý pravděpodobně na úkor primárního jílového minerálu, kalcitu a příp. též NaCl. Při této reakci uvolněné CO_2 a Cl bylo využito při tvorbě prográdního skapolitu. Otázky reakce vzniku turmalínu a eventuální přítomnosti B v sedimentárním protolitu nebo jeho přínos z externího zdroje nebyly řešeny; turmalín však nepochybně vzniká v pozdějších stadiích krystalizace. Plagioklas bývá v jeho okolí albitizován (obr 5), SEKANINA (1965a, b) v asociaci s turmalínem uvádí navíc vznik vermikulitu na úkor flogopitu a jílový minerál (saponit?).

Celkově lze tedy v muskovit-plagioklasové hornině rozlišit minimálně dvě hlavní fáze metamorfózy – prográdní, spojenou se vznikem skapolitu, flogopitu, (části) zoisitu a basického plagioklasu, a retrográdní, jejímž hlavními produkty jsou hlavně albit, chlorit, muskovit a vermikulit. Tvorba turmalínu spadá pravděpodobně na konec I. nebo začátek II. fáze. Obě hlavní fáze odpovídají metamorfním fázím zjištěným v okolním dolomitovém mramoru (OPLETAL 2006), kde je prográdní fáze dokumentována vznikem tremolitu a retrográdní jeho zpětnou karbonatizací a odmíšením dolomitu z Mg-kalcitu. Tato shoda ukazuje na společný metamorfní vývoj mramorů a muskovit-plagioklasových poloh. Bližší diskuse podmínek metamorfního vývoje studovaných hornin zatím nejsou možné, protože dosud nebyly publikovány téměř žádné podrobnější údaje o PT podmínkách metamorfózy olešnické skupiny. Reakce ve studovaných horninách byly nepochybně závislé na přítomnosti NaCl ve fluidní fázi, což problém dále značně komplikuje (srv. SKIPPEN a TROMMSDORFF 1986).



Obr. 6. Pumpellyit (světlý) a jílové minerály (tmavé) v plagioklasové hornině, odražené elektrony.

Fig. 6. Pumpellyite (light) and clay minerals (dark) in plagioclase-rich rock, BSE image.

6.2. Geneze horniny

SEKANINA (1965) považoval muskovit-plagioklasové polohy v mramorech za intruze SiO_2 chudých aplitů – oligoklasitů a minerální asociaci se skapolitem a turmalínem vysvětloval působením hydrotermálních roztoků na oligoklasit. Už ale samo vystupování horniny v lomu naznačuje, že interpretace těchto poloh jako magmatických hornin nemusí být jednoznačná. Reakční lemy popsané SEKANINOU (1965a) mohou být

jak produktem tepelných změn na kontaktu magmatu (sám Sekanina to však popírá !), tak i důsledkem difúzní bimetasomatózy na hranici chemicky kontrastních hornin bez jakéhokoliv vztahu k magmatu.

Proti magmatickému původu svědčí zejména nepřítomnost hořečnatých skarnů, které vznikají přímou reakcí magmatu s dolomity a obsahují zřetelné zóny diopsidu (při vyšším SiO_2 v tavenině) a/nebo forsteritu (při nízkém SiO_2), příp. tremolitu, mastku (Šabynin 1973). Obě polohy jsou konformně uložené a sledují stavbu okolního mramoru. Chybějí jakékoliv odžilky a ani v okolí lokality nebyly zjištěny žádné pravé žíly „oligoklasitů". Stavby obou poloh pozorovatelné přímo v lomu je tedy spíše možno interpretovat jako látkově odlišné, synsedimentární polohy náležející k souvrství původního dolomitu, které s ním prodělaly shodný metamorfní vývoj. Endokontakty nejeví texturu typickou pro zchlazené okraje a postrádají diopsid i akcesorický titanit, což jsou pro tyto horniny typomorfní minerály (Opletal *et al.* 2006). Plagioklasy vykazují zřetelnou inverzní zonálnost, typickou pro metamorfované horniny, s oligoklasem ve středu zrna a andezínem na okraji. Z hlediska možného magmatického původu je rovněž neobvyklé celkové minerální a chemické složení. Svým obsahem SiO_2 by hornina odpovídala dioritu. Pro horninu s takto nízkým obsahem SiO_2 jsou velmi netypické velice nízké obsahy MgO, TiO_2 a zejména Fe_2O_3 a naopak vysoké obsahy Na_2O a Al_2O_3. V důsledku toho hornina obsahuje muskovit, často v asociaci s oligoklas-andezínem, zatímco pro běžný diorit jsou typické spíše amfiboly a biotit. Minerální ani chemické složení tedy není typické pro magmatické horniny. Zvýšené množství Cl ve skapolitu vyžadovalo vysoký obsah NaCl, vázaného nejspíše v sedimentárním protolitu, neboť vznik Cl-bohatých silikátů probíhá pouze v podmínkách značně vysoké aktivity Cl, které nebývá při metamorfóze běžných metapelitů ani magmatitů dosaženo (Ferry a Burt 1986, Mora a Valley 1989). Přítomnost turmalínu – dravitu dokládá obsah B v hornině. Z dosavadních dat ale nelze jednoznačně určit, zda k přínosu B došlo až v souvislosti se vznikem turmalinu, či zda byl B v hornině přítomen již dříve (srv. Sekanina 1965a).

Z našeho studia vyplývá, že protolitem muskovit-plagioklasové horniny nebyly magmatity, nýbrž jílovité sedimenty s vyšším poměrem Al/Si a s významnějším podílem halitu, uložené v čistých dolomitech. Studovanou horninu je tedy možné pokládat spíše za metaevaporit. Tomu nasvědčuje i zvýšený obsah Na a Cl, zastoupených v nejstarších minerálech (albitu, Na-skapolitu) i podíl B, který bývá v evaporitech přítomen obvykle v podobě borosilikátových fází (Slack *et al.* 1984). Zdrojem Mg a Ca, uplatňujících se zejména v mladších metamorfních fázích (růst bazicity albitu a Me složky ve skapolitu, podíl Mg v muskovitu) byl pravděpodobně okolní dolomit. Sírany se nejspíše v sedimentu nevyskytovaly nebo byla jejich příměs odstraněna při metamorfóze. Sulfátový anion ve skapolitu zcela chybí a horniny neobsahují ani anhydrit ani pyrit. Při metamorfóze muselo dojít k ochuzení horniny o Cl, neboť studované skapolity většinou nejsou tak bohaté Cl, jak by odpovídalo skapolitům z typických metaevaporitů. Prostředí vzniku těchto poloh by mohlo představovat částečně se vynořující karbonátovou platformu s evapority (srv. Tucker 2001).

Metaevapority z různých oblastí světa se navzájem značně liší svým chemickým i mineralogickým složením (Serdyuchenko 1975). Není proto překvapující, že se studované horniny z Prosetína svým chemickým složením odlišují od metaevaporitů zmiňovaných v literatuře (Moine *et al.* 1981, Gomez-Pugnaire *et al.* 1994). Studované horniny jsou relativně bohatší Al_2O_3 (24,4 hm % vs. 7–20 hm.%) a Na_2O (6,94 vs. 0,2–5,5 hm %), obsahy Fe_2O_3 (0,38 vs 2,5–9,3 hm %) stejně jako K_2O (1,30 vs. 0,87–8,8 hm.%) jsou naopak nižší.

V souladu s představou metaevaporitového původu námi studovaných hornin jsou výskyty dalších podobných hornin v olešnické jednotce, jejichž Na-bohatý protolit je neobvyklý (Sekanina 1965a). Všechny jsou prostorově sdruženy s mramory. Jde o skapolit-

biotitické metapelity s dravitem, albitity, albit-dolomitové mramory, albit- křemenné horniny, grafitické mramory s marialitem, grafitem a pyritem apod. Uvedeným horninám by bylo proto vhodné věnoval pozornost i v budoucnu.

Poděkování

Za konstruktivní připomínky a významnou pomoc při identifikaci některých minerálů autoři děkují Mgr. J. Cempírkovi. Práce je součástí řešeni výzkumného záměru INCHEMBIOL číslo MSM 00216222412 a částečně byla podpořena výzkumným insitituciónálním záměrem MK 00009486201.

LITERATURA

ELLIS, D. E., 1978: Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing skapolites at 750 C and 4 000 bar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1271–1281.

FERRY, J. M., BURT, D. M., 1986: Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria. In: Ferry, J. M., (ed.): Characterization of metamorphism through mineral equilibria. – *Reviews in Mineralogy*, 10, 207–262.

GOMEZ-PUGNAIRE, T. M., FRANZ, G., SANCHET-VIZCAINA, L. V, 1994: Retrograde formation of NaCl-skapolite in high pressure metaevaporites from the Cordilleras Beticas (Spain). – *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 448–461.

HÖGELSBERGER, H., 1998: Scapolite chemistry in the Varied group (Austrian Moldanubicum). – *Acta Univ. Carol.*, 42, 2, 263–264.

HOUZAR, S., LEICHMANN, J., 2003: Application of cathodoluminiscence to the study of metamorphic textures in marbles from the eastern part of the Bohemian Massif. – *Bull. od Geosciences*, 78, 3, 241–250.

HOUZAR, S., NOVÁK, M., NĚMEČKOVÁ, M., 2000: Distribuce tremolitových mramorů v Českém masivu. – *Acta Mus. Morav., Sci. geol.,* 85, 105–123.

KRETZ, R., 1983: Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineralogist*, 68, 277–279.

KŘÍBEK, B., HLADÍKOVÁ, J., FRÝDA, J., 1997: Scapolite and anhydrite-bearing rocks from the Moldanubian zone of the Bohemian Massif: Metamorphosed exhalites and evaporites. – *J. Czech Geol. Soc.,* 42, 3, 62.

MOINE, B., SAUVAN, P., JAROUSSE, J., 1981: Geochemistry of Evaporite-Bearing Series: A Tentative Guide for the Identification of Metaevaporites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 401–412.

MORA, C. I., VALLEY, J. W., 1989: Halogene-rich skapolite and biotite : Implication for metamorphic fluid-rock interaction. – *Amer. Mineralogist,* 74, 721–737.

NOVÁK, M., 1988: Petrologie metamorfovaných dolomitických hornin při severovýchodním okraji moldanubika. – *MS*, Kandidátská disertační práce, Přírod.fak. UK Praha. 1–127.

OPLETAL, V., 2006: Katodoluminiscenční vlastnosti mramorů vranovsko-olešnické skupiny moravika. – *MS*, Diplomová práce UGV, PřF MU Brno, 53 s.

OPLETAL, V., HOUZAR, S., LEICHMANN, J., 2005: Turmalín-skapolitové polohy v mramorech olešnické skupiny moravika: metaevapority nebo ložní intruze oligoklasitů? – In: Breiter, K. *Sborník abstrakt a exkurzní průvodce 2. sjezdu České geol. spol.*, Slavonice, 78.

Orville, P. M., 1975: Stability of skapolite in the system Ab–An–NaCl–$CaCO_3$ at 4 kb and 750° C. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1091–1105.

PASSAGLIA, E., GOTTARDI, G., 1973: Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. – *Canad. Mineralogist*, 12, 219–223.

POVONDRA, P., NOVÁK, M., 1986: Tourmalines in metamorphosed carbonate rocks from western Moravia, Czechoslovakia. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 6, 273–282.

SATISH-KUMAR, M., 1999: An Overview of Petrology of Calc-silicate Granulites from the Trivandrum Block, Southern India. – *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 42, 9, 127–159.

SATISH-KUMAR, M., SANTOSH, M., YOSHIDA, M., 1995: Reaction textures in Calc-Silicates as Guides to the Pressure-Temperature-Fluid History of Granulite Facies Terrains in East Gondwana. – *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 38, 5, 89–114.

SEKANINA, J., 1965a: Minerály a jejich genetické vztahy k horninám na území geologické mapy 1:50 000, list M 33-93-B (Bystřice nad Pernštejnem). – *MS*, Mineral. petrogr. odd. Moravského zemského muzea, Brno, 171 p.

SEKANINA, J., 1965b: Vermiculit am Kontakt zwischen Aplit und Dolomit bei Prosetín (Nordteil der Schwarzawakuppel). – *Acta Univ. Carol., Geologica Suplementum* 2, 17–30.

SERDYUCHENKO, D. P., 1975: Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. – *Lithos*, 8: 1–7.

SKIPPEN, G. B., TROMMSDORFF, V., 1986: The influence of NaCl and KCl on phase relations in metamorphosed carbonate rocks. – *Amer. J. Sci.*, 286, 81–104.

SLACK, J. F., HERRIMAN, N., BARNES, R. G., PLIMER, I. R., 1984: Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geological significance. – *Geology*, 12, 713–716.

ŠABYNIN, L. I., 1973: Formacija magnezialnych skarnov. – *Nauka*, Moskva, 173 p.

TUCKER, M. E., 2001: Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary rocks. – Blackwell Science.

YOSHIASA, A., MATSUMOTO, T., 1985: Crystal structure refinement and crystal chemistry of pumpellyite. – *Amer. Mineralogist*, 70, 1011–1019.