

„Oxy-dravit“ z turmalinitů krkonoško-jizerského krystalinika

„Oxy-dravite“ from tourmalinites of the Krkonoše-Jizera Crystalline Massif

RENATA ČOPJAKOVÁ¹⁾, RADEK ŠKODA¹⁾ A MICHAELA VAŠINOVÁ GALIOVÁ^{2),3)}

¹⁾ Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno, copjakova@sci.muni.cz

²⁾ Ústav chemie, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno

³⁾ Středoevropský technologický institut (CEITEC), Masarykova univerzita, Kamenice 5, 625 00 Brno

ČOPJAKOVÁ R., ŠKODA R., VAŠINOVÁ GALIOVÁ M. (2012) „Oxy-dravit“ z turmalinitů krkonoško-jizerského krystalinika. *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha) 20, 1, 37-46.* ISSN 1211-0329.

Abstract

Tourmalinites (Tu+Qtz+Ms+Chl±Grt) from the Krkonoše-Jizera Crystalline Massif form stratiform layers hosted in mica schists (Ms+Qtz+Grt+Chl±Tu±Bt). The tourmaline usually exhibits three compositional domains. The oldest Mg-rich tourmaline (Mg/(Mg+Fe) = 0.81 - 0.99) with fine-grade zoning volumetrically predominates. Mg-rich tourmaline is replaced on the rim by schorl-dravite (Mg/(Mg+Fe) = 0.51 - 0.69), and locally in muscovite rich layers is partly to fully replaced by tourmaline following trend between schorl-dravite and foitite-magnesio-foitite (Mg/(Mg+Fe) = 0.42 - 0.65). The volumetrically dominant Mg-rich tourmaline is alkali (0.59 - 0.85 *apfu* Na; 0.04 - 0.39 *pfu* ^xvac; 0.03 - 0.19 *apfu* Ca), enriched in Al (6.14 - 7.09 *apfu*), and calculated ^{WO}O²⁻ (0.25 - 0.87 *apfu* O). It typically follows trend along a join between „oxy-dravite“ and dravite. „Oxy-dravite“ (+ oxy-schorl) molecule (average 53 %) usually predominates over dravite (+schorl) molecule (average 23 %). The most prominent substitution is represented by the exchange vector Al³⁺O²⁻(Mg,Fe)²⁺₋₁(OH)⁻¹₋₁. Magnesio-foitite (+ foitite) molecule varies between 4 - 39 % (average 16 %). Positive correlation between F and Ca indicates that F entered into the tourmaline structure via fluor-uvite component (4 - 19 %; average 8 %). Mg-rich tourmaline is an early formed, premetamorphic, and genetically related to sulfide deposit formations in closely associated amphibolites. Major and trace element composition indicates its formation during interaction of Al, Mg-rich vulcanosedimentary protolith with B-rich fluids. On the contrary, both generations of later schorl-dravite are interpreted to be metamorphic.

Key words: „oxy-dravite“, dravite, chemical composition, tourmalinite, Krkonoše-Jizera Crystalline Massif, Northern Bohemia

Úvod

Obecný vzorec minerálů skupiny turmalínu lze vyjádřit jako XY₃Z₆T₆O₁₈(BO₃)₃V₃W, kde X = Na, Ca, □, K; Y = Mg, Fe²⁺, Al, Fe³⁺, Li, Mn, Ti⁴⁺, Cr³⁺, Zn, V³⁺; Z = Al, Mg, Fe³⁺, Cr³⁺, V³⁺; T = Si, Al, B; B = B; V = OH, O; W = OH, F, O (Hawthorne, Henry 1999; Henry et al. 2011). Turmalín z řady skoryl-dravit (NaFe₃Al₆Si₆O₁₈(BO₃)₃(OH)₃(OH) - NaMg₃Al₆Si₆O₁₈(BO₃)₃(OH)₃(OH)) je běžný minerál granitoidních hornin, metapelitů či turmalinitů. „Oxy-dravit“ představuje hypotetický koncový člen s obecným vzorcem NaAl₃(Al₄Mg₂)Si₆O₁₈(BO₃)₃(OH)₃O navržený v klasifikaci turmalínů (Henry et al. 2011). Ačkoli jsou turmalíny o chemickém složení odpovídající „oxy-dravitu“ již známy z různých horninových prostředí (Henry et al. 1999, 2008; Žáček et al. 2000; Buriánek, Novák 2004; Novák et al. 2004; Henry, Brodtkorb 2006), nebyl doposud tento minerál schválen mezinárodní mineralogickou asociací.

Tento článek popisuje výskyt turmalínů z řady „oxy-dravit“ - dravit v turmalinitech krkonoško-jizerského krystalinika jz. od Horní Malé Úpy. Horniny s podstatným zastoupením turmalínů skoryl-dravitové řady jsou označovány jako turmalinity (turmalínovce) a tvoří ojedinělou součást metamorfovaných komplexů. Jedná se o horniny anomálně bohaté B a jejich vznik se vysvětluje převážně několika způsoby: 1) produkt metasomatózy v důsledku interakce horniny bórem bohatými hydrotermálními fluidy produkovanými magmatickými nebo metamorfními procesy a to během diagenézy nebo metamorfózy; 2) meta-

morfózou bórem bohatých sedimentů, hydrotermálních exhalitů či evaporitů; 3) akumulací detritického turmalínu při sedimentaci klastického materiálu z oblastí bohatých na borosilikáty (např. Abraham et al. 1972; Slack et al. 1984; Plimer 1988; Slack et al. 1993; Henry et al. 2008).

V oblasti krkonoško-jizerského krystalinika se vyskytují turmalinity nejen ve svorech v okolí Horní Malé Úpy, ale jsou popisované i z Jizerských hor z okolí Nového Města pod Smrkem, kde se vážou na polohy páskovaných leptynitů ve svorech (Vašák 1981; Rambousek 1983). Turmalinity se vyskytují i v jiných geologických jednotkách Českého masivu. Ve svrateckém krystaliniku jsou v asociaci s dvojslídnyými svory s granátem, kyanitem a sillimanitem (Houzar et al. 1997, 1998; Čopjaková et al. 2009). V krystaliniku Krušných hor jsou přítomné v oblasti Tisové v sekvenci fylitů, tufitů a metabazitů a v oblasti Měděnce ve svorech (Kebrt et al. 1984; Pertold et al. 1994). Polohy turmalinitů v rulách jsou popisované i z pestré jednotky moldanubika s. od Jindřichova Hradce a mezi Pelhřimovem a Pacovem (Lhotský 1982; Kebrt et al. 1984).

Geologické poměry studované oblasti

Turmalinity tvoří stratiformní polohy (obvykle několik centimetrů až 15 cm mocné) paralelní s metamorfní foliací ve svorech velkoupské skupiny (v pojetí Chaloupského et al. 1989), či spodní (par)autochtonní jednotky (v pojetí Seston et al. 2000; Mazur, Aleksandrowski 2001) krko-

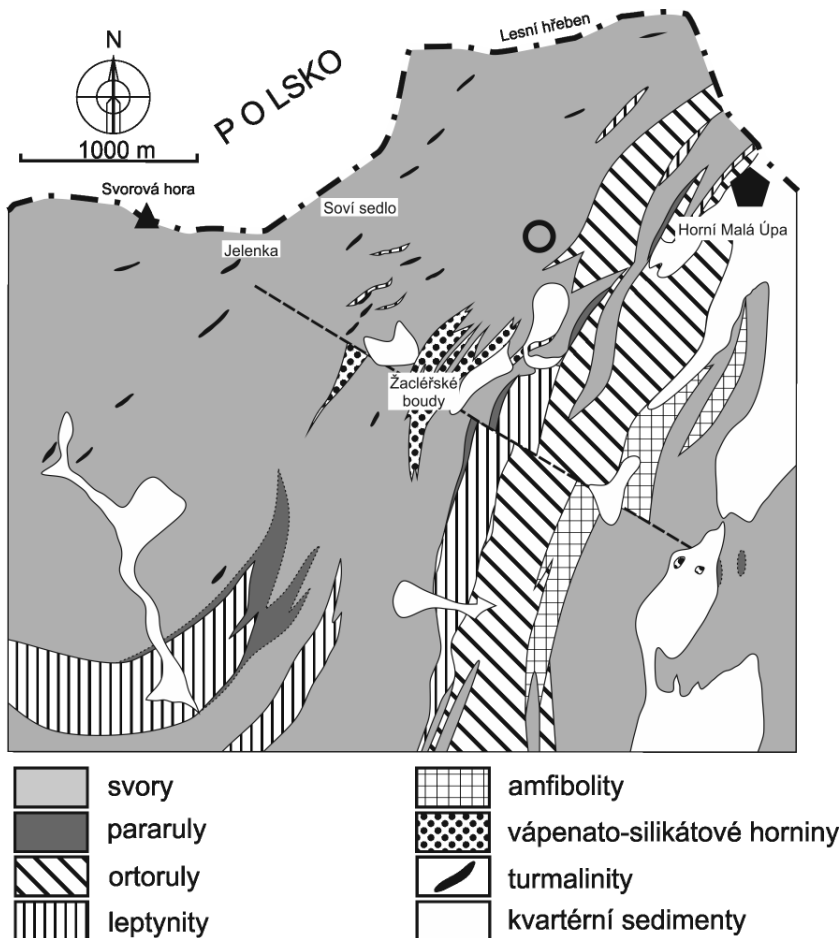
nošsko-jizerského krystalinika. Turmalinity tvoří nesouvislý pás, asi 5 km dlouhý, táhnoucí se podél Lesního hřebene, směrem na Soví sedlo, k chatě Jelenka, na Vasovu horu a Jelení důl (Rambousek 1983; obr. 1). Velkoupská skupina v této oblasti je budována převážně muskovitickými, chlorit-muskovitickými svory s granátem a albitickými svory. Podřízeně jsou zde přítomny polohy pararul, ortorul, amfibolitů, erlanů, granátovců, mramorů a kvarcitů. Na vložky amfibolitů jsou vázány výskyty stratiformních magnetitových a polymetalických skarnů (Rambousek 1983). Tato skupina je považována za metamorfovaný ekvivalent svrchno kambriických až devonských sedimentů pasivního okraje (Žáčková et al. 2012).

Žáčková et al. (2010) charakterizují metamorfní vývoj svorů velkoupské skupiny starší vysokotlakou ($\geq 18 - 19$ kbar a $460 - 520$ °C) minerální asociací M1 s chloritoidem ve velkých porfyroblastech granátu a následnou isothermální dekompresí s minerální asociací M2 Grt-Chl-Ms-Qtz v matrix odrážející PT podmínky $10.5 - 13.5$ kbar a $470 - 520$ °C. Minerální asociace M1-M2 byla přetištěna nízkotlakou minerální asociací M3 Ab-Chl-Ms-Qtz±Ep indikující PT podmínky < 8.5 kbar a < 480 °C. Metamorfní PT podmínky 553 ± 30 °C a 13 ± 2.5 kbar spočtené ze svorů s minerální asociací Qtz+Ms+Bt+Chl+Grt, obsahující polohy turmalinitů (Čopjaková et al. 2012) jsou konzistentní s fází M2. Stáří metamorfozy je patrně spodno devonské až raně karbonové (Maluski, Patočka 1997; Marheine et al. 2002; Žáčková et al. 2010).

Vzorky, analytické metody

Balvany a bloky turmalinitů a s nimi asociujících hornin velkoupské skupiny krkonošsko-jizerského krystalinika byly odebrány ve svahu Smrčinné stráně jz. od Horní Malé Úpy ($50^{\circ}44'31.65''$ sš. a $15^{\circ}47'56.08''$ vd.; obr. 1). Turmalíny a ostatní asociující minerály byly analyzovány ve vlnově-disperzním režimu pomocí elektronové mikrosondy Cameca SX100 (společná laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy Masarykovy univerzity a České geologické služby v Brně) za použití následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 10 nA; průměr svazku 5 μm ; a standardy: Si, Al, K - sanidin; Mg - olivin; Fe - almandin; Ca - andradit; Mn - spessartin; Ti - TiO; Cr - chromit; Na - albit; F - topaz; Cl - vanadinit. Všechny prvky byly načítány na analytické linii $K\alpha$. Hlavní prvky byly načítány 10 - 20 s, stopové 20 - 50 s. Změřené intenzity byly upraveny X-Phi korekcí (Merlet 1994). Mikrosondové analýzy turmalínu byly přepočteny na vzorec normalizací na 15 kationů v pozici Y+Z+T. Vysoká suma nábojů kationů v pozicích X+Y+Z+T > 49 indikuje částečné zastupování O^{2-} za OH^- . Rozpočet OH^- a O^{2-} v pozici W byl proveden na základě valenčního vyrovnání. Veškeré Fe bylo uvažováno jako Fe^{2+} ; v případě přítomnosti Fe^{3+} by bylo množství dopočteného O^{2-} vyšší. Vzhledem k velmi nízkému obsahu Fe ve studovaných turmalínech však nemůže být rozpočet $\text{O}^{2-}/\text{OH}^-$ zatížen velkou chybou. Obsah B je uvažován jako 3 apfu v souladu s obecným vzorcem. Zastoupení jednotlivých koncových členů vycházelo z obsazení strukturálních pozic X, Y+Z a W a ideálních vzorců podle nomenklatury publikované autory Henry et al. (2011). Ve výpočtu byla zohledněna uvitová/feruvitová komponenta (Ca v pozici X), foititová/magnesio-foititová komponenta (vakance v pozici X), dravitová/skorylová a „oxy-dravitová“/oxy-skorylová komponenta (Na v pozici X a poměr R^{3+} a R^{2+} v pozici Y+Z v kombinaci se zastoupením OH^- a O^{2-} v pozici W).

Obsahy stopových prvků v Mg-bohatém turmalínu byly měřeny pomocí laserové ablace ve spojení s hmotnostní spektrometrií indukčně vázaného plazmatu (LA-ICP-MS) v Laboratoři atomové spektrochemie Masarykovy univerzity. K ablaci vzorku byl použit ablační systém UP 213 (New Wave, USA) vybavený Nd:YAG laserem emitujícím záření o vlnové délce 213 nm a šířkou pulzu 4.2 ns. Bodová analýza byla provedena za optimálních podmínek frekvence (10 Hz) a hustoty zářivé energie laserového pulzu (13 J cm^{-2}) a průměru laserového paprsku 55 μm . Signál izotopů prvků byl zaznamenáván po 60 s ablaci pomocí ICP-MS spektrometru Agilent 7500 CE (Agilent, Japonsko). Separace a detekce iontů je zajištěna kvadrupólovým analyzátořem a elektronovým násobičem. K analýze turmalínů bylo použito helia ($2 \text{ ml} \cdot \text{min}^{-1}$) jako kolizního plynu. Kvantifikace prv-



Obr. 1 Výskyty turmalinitů ve velkoupské skupině (modifikováno podle Rambouseka 1983). Turmalinity studované v této práci jsou v mapě vyznačeny kolečkem.

ků byla provedena po ablaci skleněného SRM NIST 612 a 610 s přepočtem na porovnávací prvek (Al), jehož obsah byl zjištěn elektronovou mikrosondou.

Petrografický popis turmalinitů a asociujících hornin

Turmalinity tvoří stratiformní polohy obvykle ve svorech, někdy v křemenných segregacích, mocné nejčastěji několik centimetrů (obr. 2). V asociaci s turmalinity a svory se vyskytují i polohy granátovců. Turmalinity jsou často protkány sítí drobných, někdy mocnějších křemenných žilek. V křemenných segregacích byla někdy patrná výrazná brekciace turmalinitových poloh. Turmalinity jsou jemnozrnné a mají jednoduchou minerální asociaci. Jsou tvořeny převážně turmalínem a křemenem. Obsah turmalínu v turmalinitech kolísá cca. 20 - 60 %. Z vedlejších minerálů je přítomen muskovit a chlorit, v blízkosti svorových poloh může být přítomen i granát. Lupeny muskovitu a chloritu jsou obvykle rovnoměrně rozptýlené v matrix tvořené převážně turmalínem a křemenem.

Dále jsou v turmalinitech lokálně přítomné polohy bohaté muskovitem (obvykle několik desítek až stovek mikrometrů mocné), jež jsou paralelní s vrstvenatostí či podél mikroprasklin. V polohách bohatých muskovitem je vedle dominujícího muskovitu přítomen i turmalín a křemen. Z akcesorických minerálů v turmalinitech dominuje apatit, monazit, rutil a zirkon. Plagioklas (An_{0-2}) je v turmalinitech extrémně vzácný a byl nalezen pouze v jednom ze 7 studovaných vzorků.

Polohy turmalinitů jsou obklopeny jemně- až středně-zrnnými svory s výraznou foliací. Okolní svory mají rovněž velmi jednoduchou minerální asociaci, jsou tvořené převážně muskovitem, křemenem a granátem. Z vedlejších minerálů je typický chlorit, někdy je přítomen turmalín a biotit. V granátu převažuje almandinová komponenta ($Alm_{70-91}Grs_{0-19}Sps_{1-13}Prp_{2-7}$). Granát vykazuje charakteristickou zonálnost, kde obsah Ca a Mn klesá směrem od jádra k okraji zrna a obsah Fe a Mg roste. Granát je intenzivně chloritizovaný, zejména v centrální Ca bohaté části. Granátovce jsou tvořené výhradně granátem a chloritem, velikost granátu dosahuje až 2 cm. Granáty odpovídají almandinu s nízkým obsahem ostatních komponent ($Sps_{<7}Grs_{2-6}Prp_{<7}$; Škoda et al. 2010), jsou částečně limonitizované a ojediněle jsou v nich přítomné inkluze chloritoidu. Nejběžnější akcesorický minerál granátovců je kasiterit.

Turmalín z turmalinitů

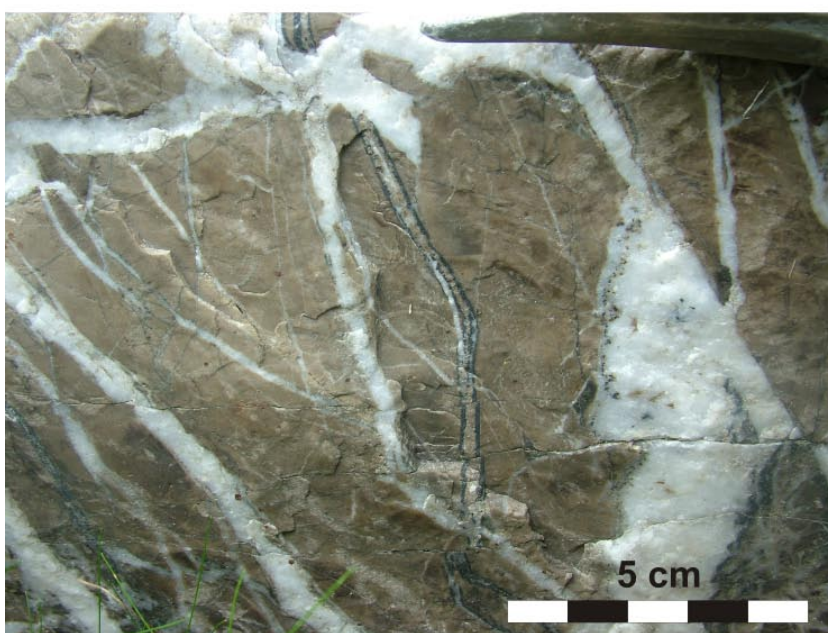
Výskyt turmalínu v turmalinitech

Turmalín v turmalinitech tvoří automorfně až hypautomorfně omezená zrna nejčastěji do 200 μm , v některých polohách až 200 μm velká, srůstající převážně s křemenem (obr. 3). Vzácněji jsou přítomné větší agregáty turmalínových zrn, tvořící oka až 2 mm velká (obr. 3f).

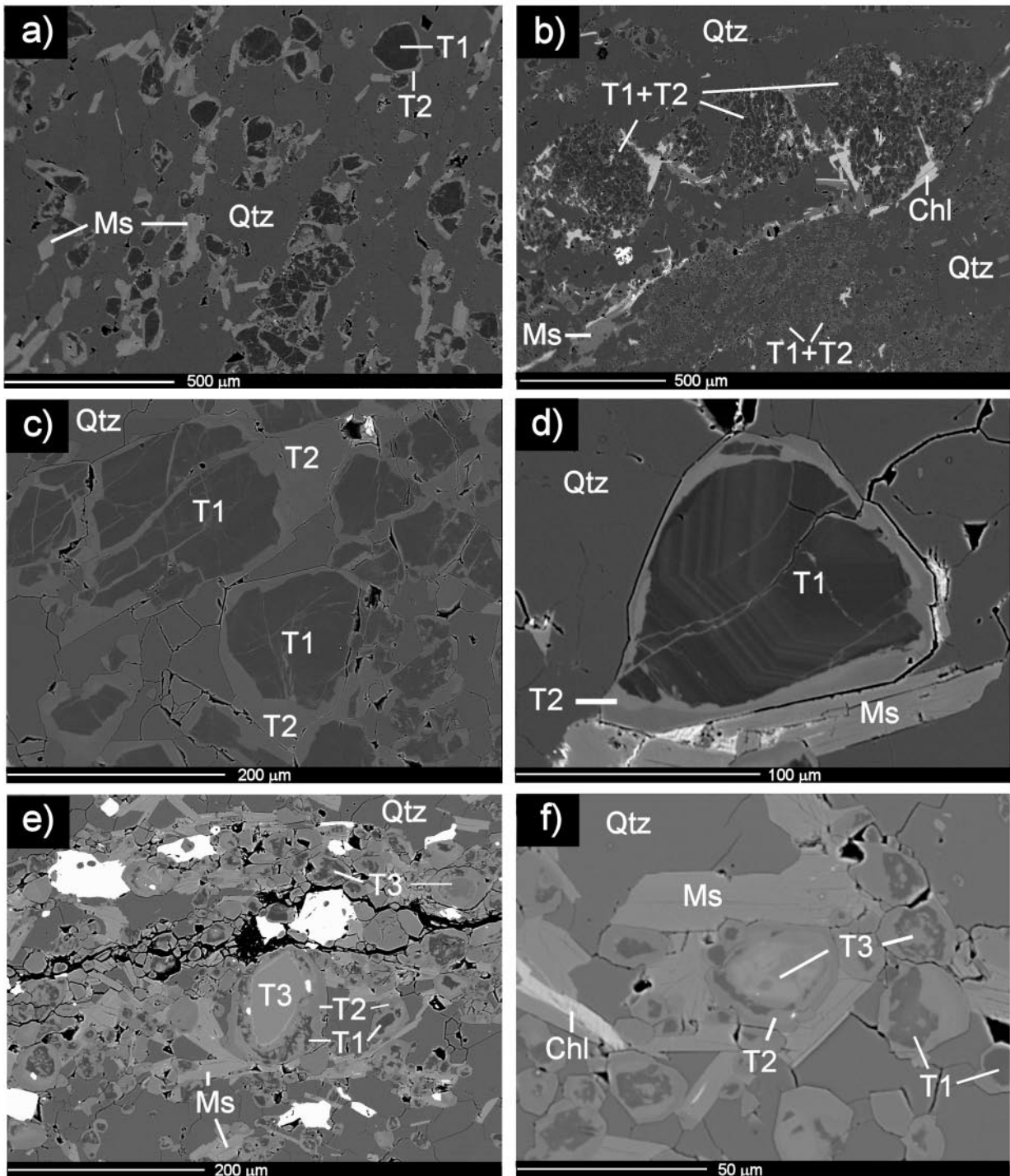
V optickém mikroskopu jsou dobře rozlišitelné dva typy turmalínu. V centrální části je turmalín téměř čirý s velmi slabým pleochroismem v nažloutlých barvách, lemovaný hnědým turmalínem s výraznějším pleochroismem. Agregáty turmalínu jsou tvořeny větším počtem čirých turmalínů, často rozpraskaných, které jsou tmelené a obrůstáné hnědým turmalínem. Někdy je čirý turmalín zatlačován hnědým turmalínem i v centrální části.

Chemické složení turmalínu

V BSE obraze a podle chemického složení lze rozlišit více generací turmalínu (obr. 3). Centrální část zrn (v optickém mikroskopu čirý turmalín), v BSE obraze výrazně tmavší, někdy s oscilační zonálností, představuje Mg-bohatý turmalín (T1). V BSE obraze výrazně světlejší turmalín (v optickém mikroskopu hnědý turmalín) odpovídá skoryl-dravitu. Skoryl-dravit (T2) obvykle tvoří úzké lemy (nejčastěji 5 - 20 μm) kolem Mg-bohatého turmalínu, zatlačuje ho od okraje a



Obr. 2 Fotografie turmalinitů velkoupské skupiny (foto R. Škoda); a) poloha hnědočerného turmalinitu (cca 2 cm) ve svoru; b) brekciovaný turmalinit tmelený bílým křemenem; hnědý turmalinit (tvořený převážně Mg-bohatým turmalínem T1) je pronikán žilkami černého skoryl-dravitu.



Obr. 3 Turmalín z turmalinitů v BSE obraze (foto R. Čopjaková); a) turmalinit, kde dominantní Mg-bohatý turmalín (T1) je zatlačovaný od okraje skoryl-dravitem (T2); b) poloha jemnozrnného turmalinitu (T1+T2) střídající se s budinovanou polohou hruběji zrnitého turmalinitu (T1+T2); c) detail Mg-bohatého turmalínu (T1) zatlačovaného od okraje skoryl-dravitem (T2); d) Mg-bohatý turmalín s jemnými růstovými zónami zatlačovaný od okraje skoryl-dravitem (T2); e) muskovitem bohatá poloha, kde Mg-bohatý turmalín (T1) je v centrální části zatlačován skoryl-dravitem (T3); f) detail turmalínu z polohy bohaté muskovitem, Mg-bohatý turmalín (T1) je v centrální části zatlačován skoryl-dravitem (T3).

vyhojuje jeho praskliny. V BSE obraze nejsvětější část (Fe nejbohatší) je při kontaktu s Mg-bohatým turmalínem, směrem k okraji je tmavší. Vzácněji může v BSE obraze světlejší skoryl-dravit (T3) zatlačovat i centrální Mg-bohatý turmalín, zejména v polohách bohatých muskovity, v tomto případě obvykle vykazuje nepravidelnou skvrnitou zonálnost. Mg-bohatý turmalín (T1) objemově výraz-

ně převládá nad skoryl-dravitem (T2 a T3) zejména v hrubozrnnějších polohách, pouze lokálně v jemnozrnných polohách či polohách bohatých muskovitem skoryl-dravit (T2 a T3) převládá nad Mg-bohatým turmalínem (T1).

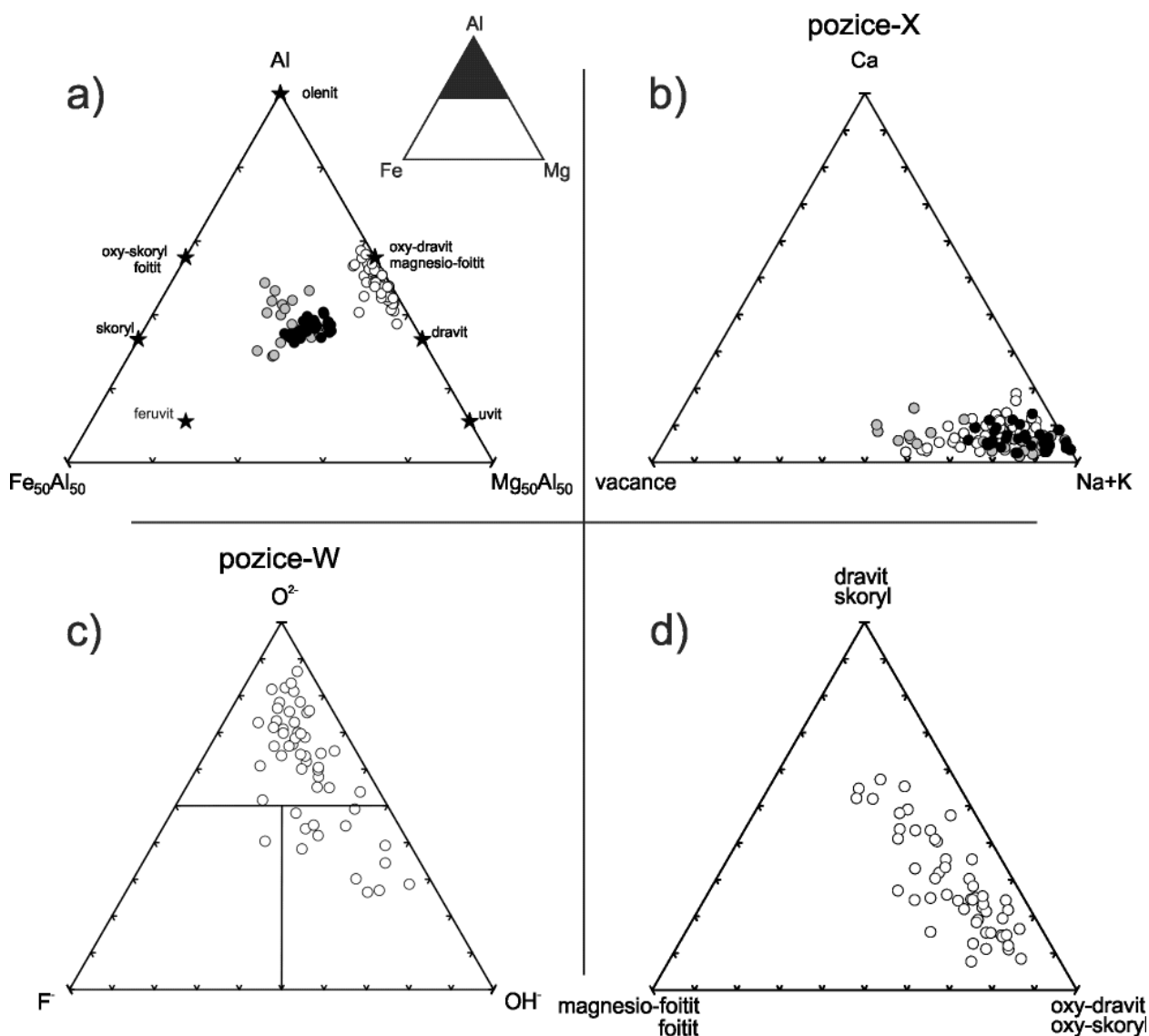
Objemově dominantní Mg-bohatý turmalín (T1) spadá do pole alkalických turmalínů a je pro něj charakteristický značně variabilní a vysoký obsah Al (6.14 - 7.09 apfu; obr.

4a; tab. 1). Obsah Na v pozici X (obr. 4b) se pohybuje v rozmezí 0.59 - 0.85 *apfu*, obsah Ca je nízký (0.03 - 0.19 *apfu*). Dopočtená vakance v pozici X je značně proměnlivá 0.04 - 0.39 *pfu* (průměrně 0.17 *pfu*). Obsah Mg je vysoký (1.81 - 2.62 *apfu* Mg), zatímco obsah Fe je velmi nízký (0.03 - 0.49 *apfu* Fe; průměrně 0.13 *apfu*; obr. 4a). Poměr Mg/(Mg+Fe) se pohybuje v rozmezí 0.81 - 0.99. Obsah Ti je nízký (v průměru 0.04 *apfu* Ti). Pozice T je většinou kompletně zaplněná Si (v průměru 5.98 *apfu* Si), některé analýzy turmalínu vykazovaly mírný deficit v pozici T, který byl doplněn Al (max. 0.18 *apfu* Al). V pozici W je obsah F nízký až střední (do 0.34 *apfu* F). Na základě dopočtu O^{2-} a OH^{-1} lze předpokládat, že O^{2-} je dominantní anion v pozici W (0.25 - 0.87 *apfu* O, průměrně 0.60 *apfu*; 0.07 - 0.65 *pfu* OH, průměrně 0.26 *pfu*; obr. 4c).

Obsahy stopových prvků stanovených pomocí LA-ICP-MS (tab. 2) ukazují, že Mg-bohaté turmalíny jsou extrémně chudé Li (< 50 ppm), Mn (< 40 ppm), Ba (< 1 ppm), Rb (< 0.6 ppm), oproti tomu vykazují zvýšené

obsahy V (150 - 690 ppm), Cr (20 - 400 ppm), Sc (30 - 112 ppm), Sr (70 - 260 ppm), Ga (30 - 156 ppm) a Ge (7 - 79 ppm).

Mladší turmalín lemující Mg-bohatý turmalín (T2), odpovídá chemicky skoryl-dravitu s poměrem Mg/(Mg+Fe) = 0.51 - 0.69, kde tento poměr klesá směrem od okraje do centra turmalínu. Obsah Al v pozici Z+Y je v průměru 6.05 a obsah Ca (průměrně 0.06 *apfu*) a vakance v pozici X (průměrně 0.09 *pfu*) je nízká (obr. 4a,b). Mladší turmalín zatlačující Mg-bohatý turmalín v centrální části zrn (T3) je Fe nejbohatší (Mg/(Mg+Fe) = 0.42 - 0.65). Obsah Al variuje obvykle v rozmezí 5.90 - 6.64 *apfu*. Vakance v pozici X je značně proměnlivá (do 0.43 *pfu*) a obsah Ca je nízký (průměrně 0.06 *apfu*). Jedná se o turmalíny z řady skoryl-dravit s proměnlivým obsahem magnesio-foititové/foititové komponenty (obr. 4a,b). Mladší skoryl-dravity vykazují v pozici W převahu OH^{-} nad O^{2-} a F (tab. 1), nejsou předmětem studia a nebudou v této práci detailněji diskutovány.



Obr. 4 Chemické složení turmalínu z turmalinitů krkonošsko-jizerského krystalinika. Všechny tři generace turmalínů zobrazené v a) Al - $Al_{50}Mg_{50}$ - $Al_{50}Fe_{50}$ ternárním diagramu; b) Ca - vakance v pozici X - (Na + K) ternárním diagramu. Mg-bohatý turmalín (T1) zobrazený v c) O^{2-} - F - OH ternárním diagramu a d) ternárním diagramu vyjadřujícím zastoupení hlavních koncových členů. Symboly: bílý kruh - Mg-bohatý turmalín (T1), černý kruh - skoryl-dravit (T2), II, šedý kruh - skoryl-dravit (T3), hvězdičky - koncové členy.

Tabulka 1 Reprezentativní chemické složení turmalínu

	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T2	T2	T3	T3
SiO ₂	36.77	37.28	37.76	37.50	37.36	37.59	36.88	37.93	36.75	36.83	36.53	36.20
TiO ₂	0.69	0.54	0.44	0.29	0.34	0.62	0.16	0.15	0.54	0.68	0.57	0.77
Al ₂ O ₃	32.87	33.94	34.61	36.42	35.15	34.15	36.00	37.50	31.73	31.55	33.29	28.82
MgO	10.36	10.15	10.27	8.73	9.70	8.78	8.69	7.94	7.32	7.85	5.64	6.00
CaO	0.33	0.50	0.42	0.32	0.65	0.55	0.57	0.24	0.29	0.36	0.36	0.24
FeO	0.93	0.64	0.43	0.61	0.73	2.60	0.59	0.58	7.49	6.33	8.21	11.63
Na ₂ O	2.55	2.51	2.43	2.20	2.74	2.75	2.60	2.29	2.44	2.67	1.81	2.75
F	0.16	0.16	0.40	0.17	0.37	0.29	0.22	0.06	0.43	0.44	0.33	0.41
*B ₂ O ₃	10.69	10.82	10.96	10.91	10.91	10.84	10.76	10.96	10.63	10.62	10.60	10.36
§H ₂ O	3.29	3.20	3.17	3.08	2.96	2.95	2.85	2.93	3.33	3.18	3.26	3.37
O=-F	-0.07	-0.07	-0.17	-0.07	-0.16	-0.12	-0.09	-0.03	-0.18	-0.19	-0.14	-0.17
Sum	98.57	99.66	100.72	100.16	100.75	101.00	99.22	100.56	100.77	100.32	100.46	100.38
X-site												
Na ⁺	0.80	0.78	0.75	0.68	0.85	0.85	0.81	0.70	0.77	0.85	0.58	0.89
Ca ²⁺	0.06	0.09	0.07	0.05	0.11	0.09	0.10	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04
vac	0.14	0.13	0.18	0.27	0.04	0.05	0.09	0.25	0.18	0.09	0.36	0.06
Y,Z-site												
Mg ²⁺	2.51	2.43	2.43	2.07	2.30	2.10	2.09	1.88	1.78	1.92	1.38	1.50
Fe ²⁺	0.13	0.09	0.06	0.08	0.10	0.35	0.08	0.08	1.02	0.87	1.13	1.63
Ti ⁴⁺	0.08	0.06	0.05	0.03	0.04	0.07	0.02	0.02	0.07	0.08	0.07	0.10
Al ³⁺	6.28	6.42	6.46	6.81	6.56	6.45	6.81	7.01	6.12	6.09	6.42	5.70
total	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	8.97	9.00	8.98	8.99	8.97	9.00	8.93
T-site												
Si ⁴⁺	5.98	5.99	5.99	5.97	5.95	6.03	5.96	6.02	6.01	6.03	5.99	6.07
Al ³⁺	0.02	0.01	0.01	0.03	0.05	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
*B ³⁺	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
O ²⁻	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
V-site												
§OH ⁻	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
O ²⁻	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W-site												
O ²⁻	0.34	0.49	0.45	0.64	0.66	0.70	0.82	0.87	0.14	0.30	0.26	0.02
§OH ⁻	0.57	0.43	0.35	0.27	0.15	0.16	0.07	0.10	0.64	0.47	0.57	0.77
F ⁻	0.08	0.08	0.20	0.09	0.19	0.15	0.11	0.03	0.22	0.23	0.17	0.22

* spočteno na základě ideální stechiometrie; § spočteno na základě valenčního vyrovnání

Tabulka 2 Reprezentativní obsahy stopových prvků v Mg-bohatém turmalínu (T1). Hodnoty jsou uvedeny v ppm. LOQ - limit kvantifikace pro jednotlivé prvky.

	1	2	3	4	5	6	7	LOQ
Li	38.14	8.06	37.21	23.65	30.00	40.92	29.99	0.20
Sc	72.53	38.05	55.52	45.65	41.62	52.67	54.60	0.01
V	488.59	192.55	466.51	510.59	185.86	193.69	248.40	0.40
Cr	60.87	37.33	182.54	203.73	26.48	29.42	28.10	0.18
Mn	47.43	23.52	8.27	14.44	14.68	15.45	36.47	0.06
Co	9.84	5.28	1.16	0.80	2.76	3.77	6.18	0.02
Ni	60.60	26.93	5.61	10.23	19.68	41.47	31.26	0.05
Zn	42.71	20.65	35.70	1.13	14.61	25.92	55.55	0.06
Ga	155.09	84.41	121.42	114.21	106.86	155.87	111.28	0.28
Ge	32.71	20.38	78.84	47.45	28.96	40.39	20.67	0.11
As	23.93	1.91	37.61	15.20	14.61	24.89	20.78	0.38
Rb	0.17	0.16	0.51	0.34	0.01	0.00	0.26	0.02
Sr	204.54	105.68	186.45	142.74	87.86	152.82	143.01	0.05
Y	13.09	19.06	3.99	14.79	7.38	9.43	10.09	0.02
Zr	9.99	15.63	13.33	8.31	9.79	12.40	11.21	0.10
Nb	3.47	0.99	2.13	1.20	2.15	1.83	1.32	0.03
Sn	22.31	15.61	45.30	29.19	16.65	31.96	17.75	0.25
Ba	0.39	0.00	0.44	0.00	0.17	0.00	0.55	0.04
Pb	1.81	0.93	1.94	0.30	5.06	0.66	2.09	0.02
Th	1.31	0.49	0.94	0.87	1.87	0.71	0.61	0.10
U	0.11	0.08	0.03	0.13	0.21	0.07	0.09	0.04

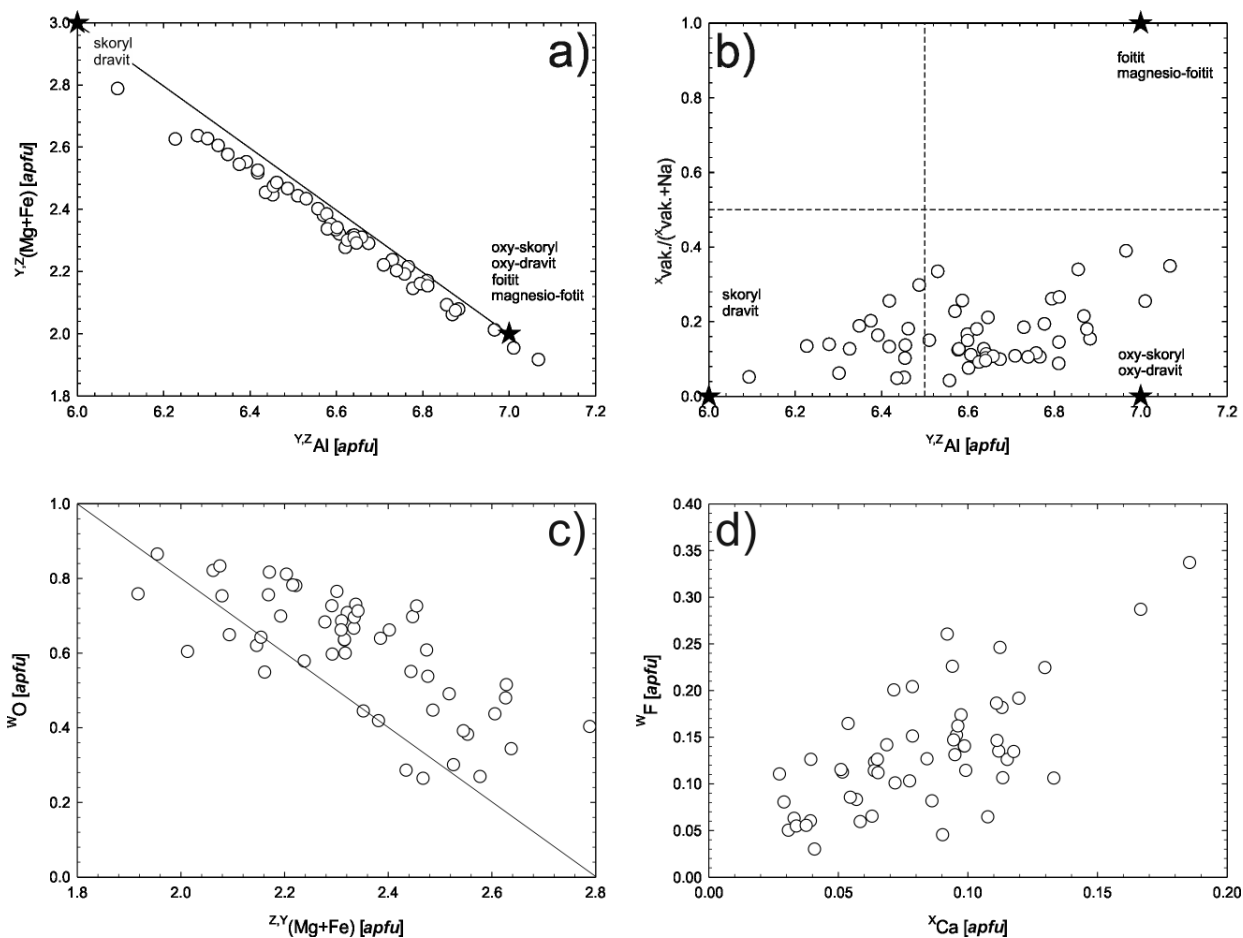
Substituční mechanismy v turmalínu

Mg-bohatý turmalín (T1) vykazuje značné variace v chemickém složení. Dokonalá negativní korelace mezi obsahem $Y^Z(\text{Mg}+\text{Fe})$ a obsahem $Y^Z\text{Al}$ indikuje, že se jedná o turmalíny z řady dravit - magnesio-foitit, či dravit - „oxy-dravit“ (obr. 5a). Z obrázku 5b je však patrné, že hodnoty vakance v pozici X nerostou s obsahem Al v souladu se směrem substitučního vektoru $\square\text{Al}^{3+}\text{Na}^+_{-1}\text{Mg}^{2+}_{-1}$ směřujícího k magnesio-foititu, a že spíše sledují směr k „oxy-dravitu“. Rovněž negativní korelace mezi $(\text{Mg}+\text{Fe})^{2+}$ a O^{2-} indikuje významný substituční trend mezi dravitem a „oxy-dravitem“ (obr. 5c), který lze vyjádřit vektorem $\text{Al}^{3+}\text{O}^{2-}(\text{Mg},\text{Fe})^{2+}_{-1}(\text{OH})^{-1}_{-1}$. Posouzení přesného množství heterovalentních substitucí zahrnujících pozici W, by však vyžadovalo stanovení i H a poměru $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Pozitivní korelace mezi obsahem Ca a F indikuje, že F vstupuje do turmalínu převážně prostřednictvím fluor-uvitové komponenty (obr. 5d). Růst obsahu F od dravitového turmalínu směrem k turmalínu bohatému uvitovou komponentou je běžný i v metamorfovaných vápenato-silikátových horninách (Henry, Dutrow 2002). Jak vyplývá z chemického složení Mg-bohatých turmalínů (tab. 1), substitučních diagramů (obr. 5) a přepočtu na koncové členy (obr. 4d) jedná se tedy o pevný roztok mezi třemi hlavními koncovými členy „oxy-dravit“ - dravit - magnesio-foitit. „Oxy-dravitová“ (+ „oxy-skorylová“) komponenta dosahuje v turmalínu 19 - 82 % (průměrně 53 %), komponenta dravitová (+ skorylová) maximálně 61 % (průměrně 23 %) a komponenta magnesio-foititová (+ foititová) se pohybuje v rozmezí 4 - 39 % (průměrně 16 %). Podíl uvitové (feruvitové) komponenty se pohybuje mezi 4 - 19 % (průměrně 8 %).

Prostředí vzniku turmalínu bohatého „oxy-dravitovou“ komponentou

Chemické složení turmalínu je považováno za citlivý indikátor prostředí, v němž turmalín krystalizoval (Henry, Dutrow 2002; van Hinsberg et al. 2011). Turmalíny s převahou oxy-dravitové komponenty jsou v přírodě patrně poměrně časté a vznikají v rozmanitých podmínkách a prostředí. Nejčastěji jsou popsány z metamorfovaných evaporitů, kde se jedná o Al-chudé, Fe^{3+} a WO^{2-} bohaté turmalíny z řady povondrait - „oxy-dravit“, sledující substituční vektor $\text{Mg}^{2+}(\text{OH})^{-1}\text{R}^{3+}_{-1}\text{O}^{2-}_{-1}$ (Cabella et al. 1987; Henry et al. 1999, 2008; Žáček et al. 2000; Fareeduddin et al. 2010). Mg-bohaté turmalíny z řady dravit - „oxy-dravit“ jsou popisovány z některých Mg-bohatých hornin metamorfovaných v podmínkách vysokotlaké metamorfózy, z metamorfovaných pelitických sedimentů oceánského dna i ze slabě metamorfovaných turmalinitů (Henry, Brodtkorb 2006; Henry et al. 2008; Bačík et al. 2011). V granitických pegmatitech modanubika (Novák et al. 2004) jsou oxy-turmalíny (oxy-skoryly, méně „oxy-dravity“) běžnější než hydroxy-turmalíny (skoryly, dravity). Turmalíny z řady „oxy-dravit“ - fluor - dravit jsou popsány i z hydrotermálních křemenných žil (Buriánek, Novák 2004).

Chaloupský et al. (1966) spojovali vznik turmalinitů velkoúpské skupiny s procesy granitizace a uvolněním B-bohatých roztoků z okolních granitoidů. Již Rambousek (1983) však poznamenává, že turmalinity tvoří polohy zejména ve svorech, ve značné vzdálenosti od těles ortorul, a že migrační schopnost roztoků by musela být velká. Chemické složení Mg-bohatých turmalínů včetně



Obr. 5 Binární grafy pro Mg-bohaté turmalíny použité ke znázornění substitučních trendů; a) $Y^Z\text{Al}$ versus $Y^Z(\text{Mg}+\text{Fe})$; b) $Y^Z\text{Al}$ versus $X^{\text{vac}}/(\text{X}^{\text{vac}}+\text{Na})$; c) $Y^Z(\text{Mg}+\text{Fe})$ versus W^{O} ; d) X^{Ca} versus W^{F} .

obsahu stopových prvků (nízký obsah Li, Mn, zvýšený obsah V, Cr a Sr) hovoří rovněž proti vzniku turmalínů z roztoků uvolněných z okolních granitoidů. Vznik „oxy-dravitu“ považujeme za předmetamorfní, což dobře dokládá i budináž pozorovaná v masivnějších, hrubozrnějších polohách turmalinitu (obr. 3b), kde při metamorfóze a deformaci horniny dochází k roztrhání pevnější vrstvy (s dominancí „oxy-dravitu“) a jejímu obtékání plastičtějšími metamorfními minerály (křemen, chlorit, muskovit). „Oxy-dravit“ vzniká patrně v souvislosti s vulkano-exhalačními procesy, selektivním zatlačením propustných Al-bohatých klastických sedimentů, obdobně jako turmalinitu v jiných oblastech světa (Abraham et al. 1972; Taylor, Slack 1984; Plimer 1988; Slack 1993, 1996). Vysoký obsah Mg v turmalínu indikuje významný podíl Mg-bohaté mořské vody ve fluidech (Slack 1993). Rovněž pozorovaná jemná oscilační zonálnost je považována za předmetamorfní. Turmalinitu vznikají obvykle stratigraficky nad sulfidickou mineralizací, případně jako laterální ekvivalent sulfidické mineralizace, což indikuje nižší teploty, vyšší pH a více oxidační podmínky při vzniku turmalinitů ve srovnání s podmínkami vzniku sulfidické mineralizace (Plimer 1988). Z pestré série velkoupské skupiny v blízkém okolí turmalinitů je popisována i polymetalická a magnetitová stratiformní mineralizace (Rambousek 1983). Vznik mineralizace považuje za vulkanosedimentární a dává ji do souvislosti s interakcí přehřáté mořské vody s tholeitickými horninami mořského dna. Metamorfované tholeitické horniny ve východní a jižní části krkonoško-jizerského metamorfovaného komplexu jsou součástí spilit-keratofyrové asociace a indikují pozdně kambrickou až ranně ordovickou (469 - 507 Ma; Kröner et al. 2001; Kozdrój et al. 2005) vulkanickou aktivitu v riftové pánvi.

Obecně pro horniny velkoupské skupiny, svory, amfibolity, amfibolické břidlice jsou charakteristické zvýšené obsahy Sr, Cr, V, As, Zn, Pb a Sn (Pošmourný 1982; Rambousek 1983). Krystalizace „oxy-dravitu“ v původních sedimentech souvisí patrně i s procesy vzniku polymetalické a magnetitové mineralizace v okolních horninách. Ačkoli i tyto mineralizace byly značně přepracované a remobilizované mladší pozdně devonskou až karbonskou regionální, případně i kontaktní metamorfózou. Mochnacka et al. (2002) předpokládají pro vznik sfaleritu (mladší než ilmenit, rutil, arsenopyrit, magnetit) na polymetalickém ložisku Žacléřské boudy PT podmínky 1.3 - 1.4 kbar a 355 - 420 °C, a spojují jeho vznik s kontaktní metamorfózou při intruzi krkonošského granitu.

Turmalín ze stratiformních turmalinitů doprovázející masivní sulfidická ložiska odpovídá chemicky často Mg-bohatému dravitu (Taylor, Slack 1984; Henry, Dutrow 2002). Taylor a Slack (1984) považují přítomnost Mg-bohatých turmalínů za cenný prospekční znak při vyhledávání sulfidických ložisek. Rovněž zvýšený obsah V, Cr a Sr a nízký obsah Li a Mn jsou typické pro Mg-bohaté dravity popisované z turmalinitů v blízkosti sulfidických ložisek či turmalínů na sulfidických ložiscích (Taylor, Slack 1984; Griffin et al. 1996).

Nelze vyloučit, že původní „oxy-dravitem“ bohaté horniny byly v průběhu spodního paleozoika resedimentované. Vložky kvarcitů ve svorech jsou považované za metamorfované svrchno karbonské až devonské sedimenty pasivního okraje, jejichž protolit byly právě neoproterozoické sedimenty a kambro-ordovické magmatity (Žáčková et al. 2012). Rovněž některá paleontologická data dokládají spodno paleozoické stáří sedimentace v oblasti jižní a východní části krkonoško-jizerského krystalinika (pří-

tomnost silurských graptolitů ve fosfátových konkrecích; ordovické ichnofosilie ve fylitech; ranně kambrická až ranně devonská fauna v metakarbonátech; Horný 1964; Chlupáč 1997; Hladil et al. 2003).

Mladší skoryl-dravity považujeme za metamorfní. Skoryl-dravit (T2) s klesajícím poměrem Mg/(Mg+Fe) směrem od okraje do centra zatlačoval od okraje starší „oxy-dravit“ během dekompresního výzdvihu a metamorfózy hornin. Oproti tomu skoryl-dravit (T3) zatlačující starší „oxy-dravit“ v polohách bohatých muskovitem odráží růst za nižších tlaků a vzniká v souvislosti s intenzivní K-bohatou metasomatózou, při níž se starší „oxy-dravit“ stává nestabilní.

Poděkování

Autoři děkují P. Bačíkovi a I. Mackovi za kritické přečtení rukopisu a E. Žáčkové za odbornou pomoc. Práce byla vypracována s finanční podporou grantu GAČR P210/10/0743 (RČ a RŠ) a Středoevropského technologického institutu „CEITEC“ (CZ.1.05/1.1.00/02.0068).

Literatura

- Abraham K., Mielke H., Povondra P. (1972) On the enrichment of tourmaline in metamorphic sediments of the Arzberg Series, W. Germany (NE Bavaria). *Neu. Jb. Mineral., Mh.* 5, 209-219.
- Bačík P., Méres Š., Uher P. (2011) Vanadium-bearing tourmaline in metacherts from Chvojnice, Slovak Republic: Crystal chemistry and multistage evolution. *Can. Mineral.* 49, 195-206.
- Buriánek D., Novák M. (2004) Morphological and compositional evolution of tourmaline from nodular granite at Lavičky near Velké Meziříčí, Moldanubicum, Czech Republic. *J. Czech Geol. Soc.* 49, 81-90.
- Cabella R., Cortesogno L., Lucchetti G. (1987) Danburite-bearing mineralizations in metapelites of Permian age (Ligurian Briançonnais, Maritime Alps, Italy). *Neu. Jb. Mineral. Mh.*, 7, 289-294.
- Čopjaková R., Buriánek D., Škoda R., Houzar S. (2009) Tourmalinites in the metamorphic complex of the Svratka Unit (Bohemian Massif): a study of compositional growth of tourmaline and genetic relations. *J. Geosci.* 54, 221-243.
- Čopjaková R., Škoda R., Buriánek D. (2012) Hydrothermal alteration of tourmaline from tourmalinites in the Krkonoše crystalline unit, Bohemian Massif, Czech Republic. *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series* 7, 30.
- Fareeduddin, Kirmani, I. R., Gupta S. (2010) Low-Al tourmalines of „oxy-dravite“ - povondraite series from Cu-Au deposit of Ghagri area, Salumber-Ghatol belt, Aravalli Supergroup, Rajasthan. *Curr. Sci.* 99, 7, 10, 933-938.
- Griffin W. L., Slack J. F., Ramsden A. R., Win T. T., Ryan C. G. (1996) Trace elements in tourmalines from massive sulfide deposits and tourmalinites: Geochemical controls and exploration applications. *Econ. Geol.* 91, 4, 657-675.
- Hawthorne F. J., Henry D. J. (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.* 11, 201-215.
- Henry D. J., Brodtkorb M. K. (2006) The tourmalinites from the Pampa del Tamboreo, San Luis: Chemical aspects. *VIII Congreso de Mineralogía y Metalogénea 2006, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.) Trabajo*, 105-110.

- Henry D. J., Dutrow B. L. (2002) Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Grew E. S., Anovitz L. M. (eds) *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 33, 503-557.
- Henry D. J., Kirkland B. L., Kirkland D. W. (1999) Sector-zoned tourmaline from the cap rock of a salt dome. *Eur. J. Mineral.* 11, 263-280.
- Henry D. J., Novák M., Hawthorne F. C., Ertl A., Dutrow B. I., Uher P., Pezzotta F. (2011) Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *Am. Mineral.* 96, 895-913.
- Henry D. J., Sun H., Slack J. F., Dutrow B. L. (2008) Tourmaline in meta-evaporites and highly magnesian rocks: perspectives from Namibian tourmalinites. *Eur. J. Mineral.* 20, 889-904.
- Hladil J., Patočka F., Kachlík V., Melichar R., Hubačík M. (2003) Metamorphosed carbonates of Krkonoše Mountains and Paleozoic evolution of Sudetic terranes (NE Bohemia, Czech Republic). *Geol. Carpath.* 54, 281-297.
- Horný J. R. (1964) The Middle Cambrian Pelagiellacea of Bohemia (Mollusca). *Sbor. Nár. Muz. v Praze* 20, 133-140.
- Houzar S., Novák M., Selway J. B. (1997) Pernštejn near Nedvědice Metamorphosed tourmalinites in mica schists. - Tourmaline minerals: dravite, schorl. *Inter. Symp. „Tourmaline 1997“, Field Trip Guidebook*, 71-76.
- Houzar S., Novák M., Selway J. B. (1998) Compositional variation in tourmaline from tourmalinite and quartz segregations at Pernštejn near Nedvědice (Svratka Unit, western Moravia, Czech Republic). *J. Czech Geol. Soc.* 43, 53-58.
- Chaloupský J. et al. (1966) Závěrečná zpráva o úkolu 1/02a „Základní geologický výzkum krkonošsko-jizerského krystalinika. MS, Archiv Geofond Praha.
- Chaloupský J., Červenka J., Jetel J., Králík F., Líbalová J., Píchová E., Pokorný J., Pošmourný K., Sekyra J., Shrubný O., Šalanský K., Šrámek J., Václ J. (1989) Geologie krkonošsko-jizerského krystalinika. 288 s., Ústřední ústav geologický, Praha.
- Chlupáč I. (1997) Paleozoic ichnofossils in phyllites near Železný Brod, northern Bohemia. *J. Czech Geol. Soc.* 42, 75-86.
- Kebrt M., Lhotský, P., Pertold Z., Adam J. (1984) Turmalinity a turmalinické kvarcify v krystaliniku Českého masivu. In: *Sbor. „Korelace proterozoic. paleozoic. stratiformních ložisek“*, 85-101, ÚÚG a GÚ UK Praha.
- Kozdrój W., Turniak K., Tichomirova M., Bombach K., Kachlík V., Ziolkovska-Kozdrój M. (2005) New ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon ages from the East Karkonosze Metamorphic Complex, West Sudetes - evidence of the Late Cambrian-Early Ordovician magmatism. *Geolines* 19, 69-70.
- Kröner A., Jaeckel P., Hegner R., Opletal M. (2001) Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše Mountains and Orlice-Sněžník Complex). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 90, 304-324.
- Lhotský P. (1982) Wolframové zrudnění v okolí Deštné u Jindřichova Hradce. MS, diplomová práce, PŘF UK Praha, 78 s.
- Maluski H., Patočka F. (1997) Geochemistry and ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rychory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif): palaeotectonic significance. *Geol. Mag.* 134, 703-716.
- Marheine D., Kachlík V., Maluski H., Patočka F., Zelazniewicz A. (2002) The ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. In: *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (Winchester J., Pharaoh T., Verniers J., eds.), *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 201, 133-155.
- Mazur S., Aleksandrowski P. (2001) The Teplá / Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, Western Sudetes, Central European Variscides. *Int. J. Earth Sci.* 90, 341-360.
- Merlet C. (1994) An accurate computer correction program for quantitative electron probe microanalysis. *Microchimica Acta* 114-115, 363-376.
- Mochacka K., Kozłowski A., Pošmourný K. (2002) Sulphide mineralization in Žacléřské boudy (SE metamorphic cover of the Karkonosze granite): Results of regional or contact-metamorphic activity. *Polskie towarzystwo mineralogiczne - Prace specjalne Min. Soc. Pol. Spec. Pap.*, 20, 149-152.
- Novák M., Povondra P., Selway J. B. (2004) Schorl-oxy-schorl to dravite-oxy-dravite tourmaline from granitic pegmatites; examples from the Moldanubicum, Czech Republic. *Eur. J. Mineral.* 16, 323-333.
- Pertold Z., Črt J., Budil V., Burda J., Burdová P., Kříbek B., Pertoldová J., Gaskarth B. (1994) The Tisová Cu-deposit: a Besshi-type mineralization in the Krušné hory Mts., Bohemian Massif, Czech Republic. *Mineral Deposits, Monograph Series* 31, 71-95.
- Plimer I. R. (1988) Tourmalinites associated with Australian Proterozoic submarine exhalative ores. In: *Friedrich GH, Herzig PM (eds) Base Metal Sulphide Deposits. Springer-Verlag, Berlin*, 255-283.
- Pošmourný K. (1982) Distribuce vybraných stopových prvků v některých metamorfovaných horninách a železných rudách krkonošsko-jizerského krystalinika. *Opera Corcontica* 19, 7-23.
- Rambousek P. (1983) Geologicko-ložiskový výzkum ložisek Žacléřské Boudy a Smrčí. MS, diplomová práce, PŘF UK Praha, 135 s.
- Seston R., Winchester J. A., Piasecki M. A. A., Crowley Q. G., Floyd P. A. (2000) A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc.* 157, 1155-1167.
- Slack J. F. (1993) Models for tourmalinite formation in the Middle Proterozoic Belt and Purcell supergroups (Rocky Mountains) and their exploration significance. *Current Research, Part E; Geological Survey of Canada, Paper 93-1E*, 33-40.
- Slack J. F. (1996) Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: Grew E. S., Anovitz L. M. (eds) *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Mineralogical Association of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 33, 559-644.
- Slack J. F., Herriman N., Barnes R. G., Plimer I. R. (1984) Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geol.* 12, 713-716.
- Slack J. F., Palmer M. R., Stevens B. P. J., Barnes R. G. (1993) Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia. *Econ. Geol.* 88, 505-541.

- Škoda R., Rus P., Čopjaková R. (2010) Granáty z Malé Úpy v Krkonoších. *Minerál* 18, 2, 105-108.
- Taylor B. E., Slack J. F. (1984) Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits; textural, chemical, and isotopic relationships. *Econ. Geol.* 79, 7, 1703-1726.
- van Hinsberg V. J., Henry D. J., Marschall H. R. (2011) Tourmaline as an indicator mineral; an Introduction. *Can. Mineral.* 49, 1-16.
- Vašák S. (1981) Geologicko-ložiskové poměry jizerského krystalinika u Nového Města pod Smrkem. *MS, diplomová práce, PřF UK Praha*, 101 s.
- Žáček V., Frýda J., Petrov A., Hyrší J. (2000) Tourmalines of the povondraite-(oxy)dravite series from the cap rock of meta-evaporite in Alto Chapare, Cochabamba, Bolivia. *J. Czech Geol. Soc.* 45, 1-2, 3-11.
- Žáčková E., Konopásek J., Jeřábek P., Finger F., Košler J. (2010) Early Carboniferous blueschist facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (Northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). *J. Metamorph. Geol.* 28, 4, 361-379.
- Žáčková E., Konopásek J., Košler J., Jeřábek P. (2012) Detrital zircon populations in quartzites of the Krkonoše-Jizera Massif - implications for pre-collisional history of the Saxothuringian Domain in the Bohemian Massif. *Geol. Mag.* 149, 3, 443-458.