

<https://doi.org/10.46861/bmp.29.337>

PŮVODNÍ PRÁCE/ORIGINAL PAPER

# Minerály těžké frakce arkózových pískovců z Tismic u Českého Brodu (perm blanické brázdy, Česká republika)

## Heavy minerals from arkose sandstones from Tismice near Český Brod (Permian of the Blanice Furrow, Czech Republic)

ZDENĚK DOLNÍČEK\* A JANA ULMANOVÁ

Mineralogicko-petrologické oddělení, Národní muzeum, Cirkusová 1740, 193 00 Praha 9 - Horní Počernice;  
\*e-mail: zdenek.dolnicek@nm.cz

DOLNÍČEK Z, ULMANOVÁ J (2021) Minerály těžké frakce arkózových pískovců z Tismic u Českého Brodu (perm blanické brázdy, Česká republika). Bull Mineral Petrolog 29(2): 337-350 ISSN 2570-7337

### Abstract

The heavy mineral concentrate originating from Permian freshwater sandstones/arkoses from the Tismice site (northern part of the Blanice Furrow, Bohemian Massif, Czech Republic) was studied in terms of mineral composition and chemical composition of selected phases. Ilmenite, to various degree altered to a  $\text{TiO}_2$  phase and/or unidentified non-stoichiometric Fe-Ti (hydro)oxides, is the predominating constituent of heavy mineral fraction. Garnet, tourmaline, apatite and baryte are subordinate components. Garnet (with commonly etched "drusy" surface) belongs exclusively to almandine ( $\text{Alm}_{45-91}\text{Prp}_{4-27}\text{Sps}_{1-32}\text{Grs}_{0-17}\text{Adr}_{0-5}$ ). Tourmaline has variable chemical composition, but *oxy-dravite* prevails. Accessory phases include biotite, REE-rich goyazite ( $\text{Goy}_{45-59}\text{Flo}_{29-43}\text{Cra}_{11-17}\text{Gor}_{0-1}$ ), zircon, pyrite, *limonite*, gahnite ( $\text{Ghn}_{57-68}\text{Hrc}_{21-32}\text{Spl}_{7-10}\text{Mgt}_{1-2}\text{Gal}_1$ ), staurolite, xenotime and monazite. Baryte and goyazite were likely formed during diagenesis of the host sediments or during later hydrothermal activity. Detrital garnet and tourmaline were probably sourced from the granulites, mica schists and migmatites of the Malín segment of the neighbouring Kutná Hora Crystalline Complex (KHCC). Surprisingly, amphibolites or serpentinites, frequently present in areas of the KHCC more proximal to the Permian sedimentary basin, did not contribute their garnets. We suggest that these areas were not exposed to erosion during the Permian period. Spectacular etching of surface of garnets and pervasive alteration of ilmenite were associated with burial diagenesis of the host sediments.

**Key words:** Permian, Blanice Furrow, heavy minerals, garnet, goyazite, ilmenite, Tismice, Bohemian Massif

Obdrženo 1. 11. 2021; přijato 6. 12. 2021

### Úvod

Při novém odběru vzorků Cu mineralizace z odvalů dnes již zasutých štol na lokalitě Tismice u Českého Brodu (Dolníček et al. 2021b) byl získán těžký podíl vyrýžovaný z rozpadlé rubaniny, původně tvořené hlavně psamitických sedimentů, středajících se s tenkými proplásky aleuropelitů. Charakteristickým rysem je nízký stupeň litifikace sedimentů, které jsou rozpadavé a snadno zvětrávají. Vrstvy sedimentů jsou v prostoru studované lokality uloženy subhorizontálně.

Studovaná lokalita je situována v souvrství klastických sedimentů (hlavně pískovců, arkóz a jílovců) českobrodského permu, který je nejsevernějším segmentem sedimentární výplně propadliny blanické brázdy (obr. 1). V zájmové oblasti vystupují sedimenty, řazené k českobrodskému souvrství spodnopermského stáří. Jde o monotónní říční a jezerní uloženiny s cyklickým střídáním

červených a šedých nevápnitých pískovců, arkóz a slepenců s prachovci a jílovců (Holub 1972; Chlupáč et al. 2002). Výchozy hornin v prostoru zájmové lokality se vyznačují značnou převahou mocnějších (X0 cm) vrstev psamitických sedimentů, středajících se s tenkými proplásky aleuropelitů. Charakteristickým rysem je nízký stupeň litifikace sedimentů, které jsou rozpadavé a snadno zvětrávají. Vrstvy sedimentů jsou v prostoru studované lokality uloženy subhorizontálně.

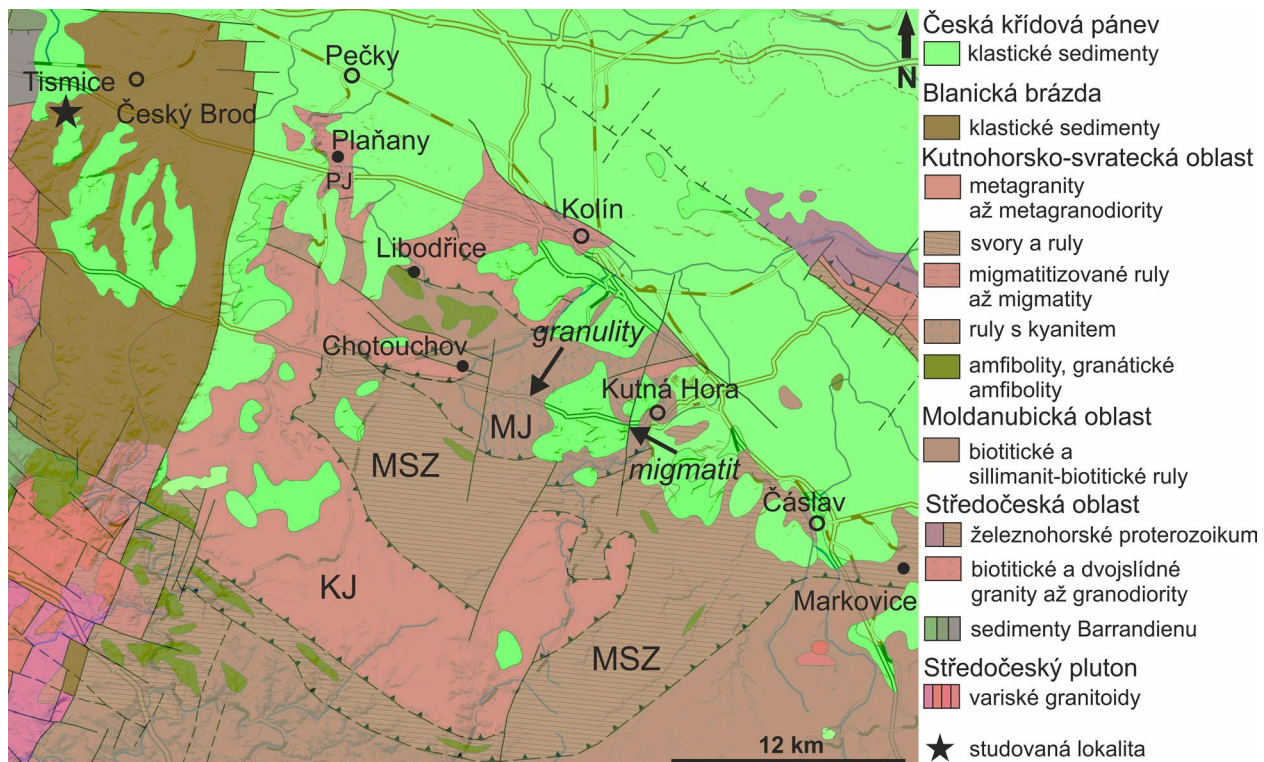
### Metodika

Studovaný materiál byl odebrán prvním z autorů předložené studie při návštěvě lokality v květnu 2021. Vzorována byla rozpadlá rubanina z odvalů před štolami. Materiál byl přerýžován pomocí prospektorské pánve do stádia šedého šlichu. Ze získaného koncentrátu byly ručně pod binokulární lupou vyseparovány úlomky epigenetické Cu-mineralizace s malachitem a azuritem, jejichž mineralogická charakteristika byla předmětem samostatné studie (Dolníček et al. 2021b). Zbytek šlichu byl dočištěn od zbytku lehkých minerálů pomocí tetrabrometanu ( $h = 2.96 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ) a následně byl z jeho části připraven nábrus. Preparát byl zdokumentován v odrazovém polarizačním mikroskopu Nikon Eclipse ME600 vybaveném digitální kamerou Nikon DXM1200F.

Následně byl nábrus vakuově napařen uhlíkovou vrstvou o tloušťce 30 nm a studován na elektronové mikroskopě Cameca SX-100 (Národní muzeum, Praha). Na přístroji byly pořízeny snímky ve zpětně odražených elektronech (BSE), provedena identifikace jednotlivých fází pomocí rychlých energiově disperzních (EDS) spekter a kvantitativně měřeno chemické složení vybraných fází ve vlnově disperzním (WDS) modu. Při bodových analýzách bylo použito urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 20 nA (granát, xenotim, gahnit, staurolit), 10 nA (turmalín), respektive 5 nA (goyazit) a průměr elektronového svazku 0.7  $\mu\text{m}$  (granát, xenotim, gahnit, staurolit), 2  $\mu\text{m}$  (turmalín), respektive 15  $\mu\text{m}$  (goyazit). V turmalínech a staurolitu byly měřeny obsahy Al, Ba, Ca, Cl, Co, Cr, Cs, Cu, F, Fe, K, Mg, Mn, N, Na, Ni, P, Pb, Rb, Sb, Si, Ti, V a Zn, v xenotimu obsahy všech REE, Al, As, Ba, Bi, Ca, Cl, Cu, F, Fe, Hf, K, Mg, Mn, N, Na, P, Pb, S, Sc, Si, Sr, Th, Ti, U, V, Y a Zr, v granátech obsahy Al, As, Ca, Cr, F, Fe, Mg, Mn, Na, Ni, P, Sb, Si, Sn, Ti, U, V, Y, Zn a Zr, v gahnitu obsahy Al, Ca, Co, Cr, Fe, Mg, Mn, Ni, P, S, Si, Ti, V, Zn a Zr a v goyazitu Al, As, Ba, Bi, Ca, Ce, Cl, Eu, F, Fe, Gd, K, La, Mg, Mn, N, Na, Nd, P, Pb, Pr, S, Si, Sm, Sr, V, W, Y a Zn. Při analýzách byly použity následující standardy a analytické čáry: albit (NaK $\alpha$ ), andamín (AlK $\alpha$ , FeK $\alpha$ ), antimonit (SbL $\alpha$ ), apatit (PK $\alpha$ ), baryt (BaL $\alpha$ ), Bi (BiM $\alpha$ ), BN (NK $\alpha$ ), celestin (SK $\alpha$ , SrL $\beta$ ), CePO $_4$  (CeL $\alpha$ ), Cr $_2$ O $_3$  (CrK $\alpha$ ), Cs-sklo (CsL $\alpha$ ), diopsid (MgK $\alpha$ ), DyPO $_4$  (DyL $\beta$ ), ErPO $_4$  (ErL $\alpha$ ), EuPO $_4$  (EuL $\alpha$ ), GdPO $_4$  (GdL $\alpha$ ), halit (ClK $\alpha$ ), Hf (HfM $\alpha$ ), HoPO $_4$  (HoL $\beta$ ), chalkopyrit (CuK $\alpha$ ), klinoklas (AsL $\alpha$ ), LaPO $_4$  (LaL $\alpha$ ), LiF (FK $\alpha$ ), LuPO $_4$  (LuL $\alpha$ ), NdPO $_4$  (NdL $\beta$ ), Ni (NiK $\alpha$ ),

PrPO $_4$  (PrL $\beta$ ), Rb-Ge-sklo (RbL $\alpha$ ), rodonit (MnK $\alpha$ ), sanidin (KK $\alpha$ , SiK $\alpha$ , AlK $\alpha$ ), ScVO $_4$  (ScK $\alpha$ ), scheelit (WL $\alpha$ ), SmPO $_4$  (SmL $\alpha$ ), TbPO $_4$  (TbL $\alpha$ ), Th (ThM $\alpha$ ), TiO $_2$  (TiK $\alpha$ ), TmPO $_4$  (TmL $\alpha$ ), UO $_2$  (UM $\alpha$ ), V (VK $\alpha$ ), vanadinit (PbM $\alpha$ ), wollastonit (CaK $\alpha$ , SiK $\alpha$ ), YbPO $_4$  (YbL $\alpha$ ), YVO $_4$  (YL $\alpha$ ), zinkit (ZnK $\alpha$ ), zirkon (ZrL $\alpha$ ). Měřicí časy na píku se pohybovaly obvykle mezi 10 a 30 s, měřicí čas každého pozadí trval polovinu času měření na píku. Načtená data byla přepočítána na obsahy prvků vyjádřené v hm. % s použitím standardní PAP korekce (Pouchou, Pichoir 1985). Kyslík byl dopočten ze stechiometrie. Obsahy výše uvedených prvků, které nejsou uvedeny v tabulkách minerálních analýz, byly ve všech případech pod mezí stanovitelnosti (obvykle mezi 0.05 a 0.1 hm. %, v případě Hg, W, Bi a většiny REE kolem 0.2 %). Získaná data byla korigována na koincidence Ti vs. V, Mn vs. Cr, Ca vs. P, La vs. Dy, Eu vs. Dy, F vs. Ce, Bi vs. Ce a Th vs. U. Normalizace obsahů prvků vzácných zemin byla provedena na C1 chondrit s využitím dat Anderse a Grevesseho (1989). Výpočet velikosti Ce a Eu anomálií byl proveden podle vztahů McLennana (1989).

Z další části získaného šlachu byla ručně pod binokulární lupou vyseparována zrna granátů a umístěna na SEM držák na uhlíkovou lepicí pásku. Po vakuovém napaření vrstvou uhlíku byla studována morfologie granátových zrn pomocí skenovacího elektronového mikroskopu Hitachi S3700-N (Národní muzeum, Praha). Fotografie byly pořízeny v režimu sekundárních elektronů (SE) při urychlovacím napětí 2 kV a emisním proudem 58  $\mu\text{A}$ .



**Obr. 1** Geologická pozice lokality Tismice a některých dalších lokalit ze sousedícího kutnohorského krystalinika, zmíněných v textu. Podkladová mapa upravena z elektronické verze geologické mapy ČR 1 : 500000 ([www.geology.cz](http://www.geology.cz)). MJ - malínská jednotka, KJ - kouřimská jednotka, PJ - plaňanská jednotka, MSZ - svorová zóna. Šipkami jsou znázorněny pozice lokalit granulitů a migmatitů s turmalínem, studovaných Vránou et al. (2009). Plná kolečka jsou lokality, z nichž pocházejí nepublikované analýzy autorů k chemismu granátů ve svorech (Chotouchov) a amfibolitech (ostatní lokality).

## Charakteristika minerálů těžké frakce

Ve zhotoveném preparátu z těžkého podílu bylo identifikováno celkem 819 minerálních zrn. Byla zjištěna přítomnost ilmenitu, granátu, turmalínu, apatitu, barytu, minerálu/ů ze skupiny  $\text{TiO}_2$ , biotitu, goyazitu, zirkonu, pyritu, *limonitu*, gahnitu, staurolitu, xenotimu a monazitu. Kvantitativně výrazně převažuje ilmenit; méně zastoupenými hlavními složkami jsou ještě granát a turmalín. Vedlejšími komponentami jsou apatit, baryt a minerály ze skupiny  $\text{TiO}_2$ . Ostatní výše zmiňované fáze jsou přítomny jen v akcesorickém množství (tab. 1).

**Ilmenit** *sensu lato* je v těžkém podílu zcela převažujícím minerálem. Jeho obsah přesahuje 45 % (tab. 1). Vytváří ostrohranná či poloostrohranná izometrická až mírně protažená zrna o velikosti do 1.2 mm (obr. 2a-f). V BSE obraze je ilmenit typicky silně nehomogenní (obr. 2a-d). V zrnech se střídají partie světlejší, bohatší železem (nejsvětější partie tohoto typu odpovídají podle EDS spekter ilmenitu), a partie tmavší, bohatší titanem a chudší železem. Nejtmavší partie často již obsahují jen stopy Fe a jde tedy až o  $\text{TiO}_2$  fázi. Kompozičních variant, charakterizovaných různými odstíny šedé barvy v BSE obraze, potažmo poměrem Fe/Ti, je v jednom zrně obvykle přítomno několik. Z pohledu texturních vztahů jde o rovněž značně variabilní materiál. Někdy v BSE světlejší/tmavší komponenta proniká tmavší/světější matricí v podobě žilek či nepravidelných proniků, jindy se ve vzorku různě šedé domény nepravidelně skvrnitě střídají (obr. 2a). Vedle fází s přechodným složením byly v ilmenitech zaznamenány i ostře omezené automorfní/hypautomorfní uzavřeniny kompozičně homogenní  $\text{TiO}_2$  fáze, situované buď nahodile nebo podél žilek/štrpných trhlin (obr. 2b). V těchto případech bývá charakteristicky zvýšená porozita agregátů zrn  $\text{TiO}_2$  fáze. Pozorován byl i případ, kdy  $\text{TiO}_2$  fáze (se sagenitovým charakterem agregace) tvořila vnější lem kolem jádra tvořeného nehomogenní Fe-Ti matricí (obr. 2d), a také případ, kdy prakticky celý klast, vyjma nepatrných relictů nehomogenní Fe-Ti fáze, byl tvořen porézním, chemicky homogenním  $\text{TiO}_2$  minerálem bez obsahu Fe (obr. 2c).

**Granát** je druhou nejvíce zastoupenou fází studovaného těžkého podílu, jejíž obsah činí téměř 20 % (tab. 1). Zrna granátu dosahují velikosti až 1.5 mm. V dopadajícím světle mají charakteristicky růžovou, červenou až tmavě červenou barvu a skelný lesk. V detailu se jejich povrch vyznačuje přítomností velkého množství doškovitě, respektive schodovitě uspořádaných, silně skelně lesklých krystalových plošek (obr. 3). Zrna mají izometrický, někdy až kulovitý tvar s uspořádáním krystalových plošek naznačujícím morfologii rombického dodekaedru či oktaedru, s rohy otupenými ploškami krychle, oktaedru či trigon-trioktaedru (obr. 3d-f). Ojedinele byly zaznamenány i náznaky vývinu „veminkových textur“ („mamillae features“; obr. 3d,f). Na krystalových ploškách se poměrně často vyskytují drobné leptové jamky (obr. 3e). V BSE obraze na příčných řezech granátovými zrny (obr. 2e,f) nebyla viditelná žádná zonalita a většinou ani minerální inkluze. Sporadicky byly zaznamenány granáty s inkluzemi křemene či plagioklasu izometrického tvaru s xenomorfním omezením, které dosahují velikosti až 40  $\mu\text{m}$ . V granátech jsou tyto uzavřeniny rozmístěny víceméně náhodně, nikdy nejsou vázány na nějakou konkrétní růstovou zónu v krystalu, nepočítáme-li ojedinele zjištěnou kumulaci v oblasti středu jednoho zrna (obr. 2f). Zcela ojedinele byla v granátu zaznamenána i inkluze ilmeni-

**Tabulka 1** Minerální složení těžkého podílu z pískovce z Tismic

| Minerál        | počet zrn | %     |
|----------------|-----------|-------|
| ilmenit        | 376       | 45.9  |
| granát         | 158       | 19.3  |
| turmalín       | 117       | 14.3  |
| apatit         | 54        | 6.6   |
| baryt          | 47        | 5.7   |
| $\text{TiO}_2$ | 36        | 4.4   |
| biotit         | 8         | 1.0   |
| goyazit        | 5         | 0.6   |
| zirkon         | 4         | 0.5   |
| pyrit          | 4         | 0.5   |
| <i>limonit</i> | 3         | 0.4   |
| gahnit         | 3         | 0.4   |
| staurolit      | 2         | 0.2   |
| xenotim        | 1         | 0.1   |
| monazit        | 1         | 0.1   |
| Celkem         | 819       | 100.0 |

tu. Podrobně bylo studováno chemické složení granátů - celkem bylo na mikrosondě analyzováno 158 zrn. Pokud to velikost dovozovala, byly z každého zrna pořízeny dvě bodové WDS analýzy, z malých individuí jen jedna. Celkem bylo získáno 313 analýz, jejichž reprezentativní výběr je prezentován v tabulce 2. Graficky jsou všechny získané analýzy prezentovány na obr. 3. Klasifikačně jde vždy o **almandiny**, které obsahují zvýšenou spessartinovou, pyropovou, méně i grosulárovou komponentu a jen nepatrné množství *fluorokatoitové*, andraditové, Ti-granátové a případně i menzeritové-(Y) složky ( $\text{Alm}_{45-91}\text{Prp}_{4-27}\text{Sps}_{1-32}\text{Grs}_{0-17}\text{Adr}_{0-5}\text{Ti-Gr}_{0-2}\text{Men}_{0-1}\text{-F-Kat}_{0-1}$ ; obr. 4, tab. 2). Bodové analýzy potvrdily minimální zonalitu většiny granátových zrn, v nichž jsou rozdíly v obsazích jednotlivých koncových členů v rámci jednoho zrna jen zřídka vyšší než 2 - 3 mol. %. Zcela ojedinele byly zjištěny rozdíly až 10 mol. %; v těchto zrnech vykazuje vždy největší rozptyl složka spessartinová. Mezi obsahy koncových členů ve studovaných granátech neexistují žádné zjevné závislosti s výjimkou složek almandinové a spessartinové, mezi nimiž je datové pole zřetelně protažené (obr. 4).

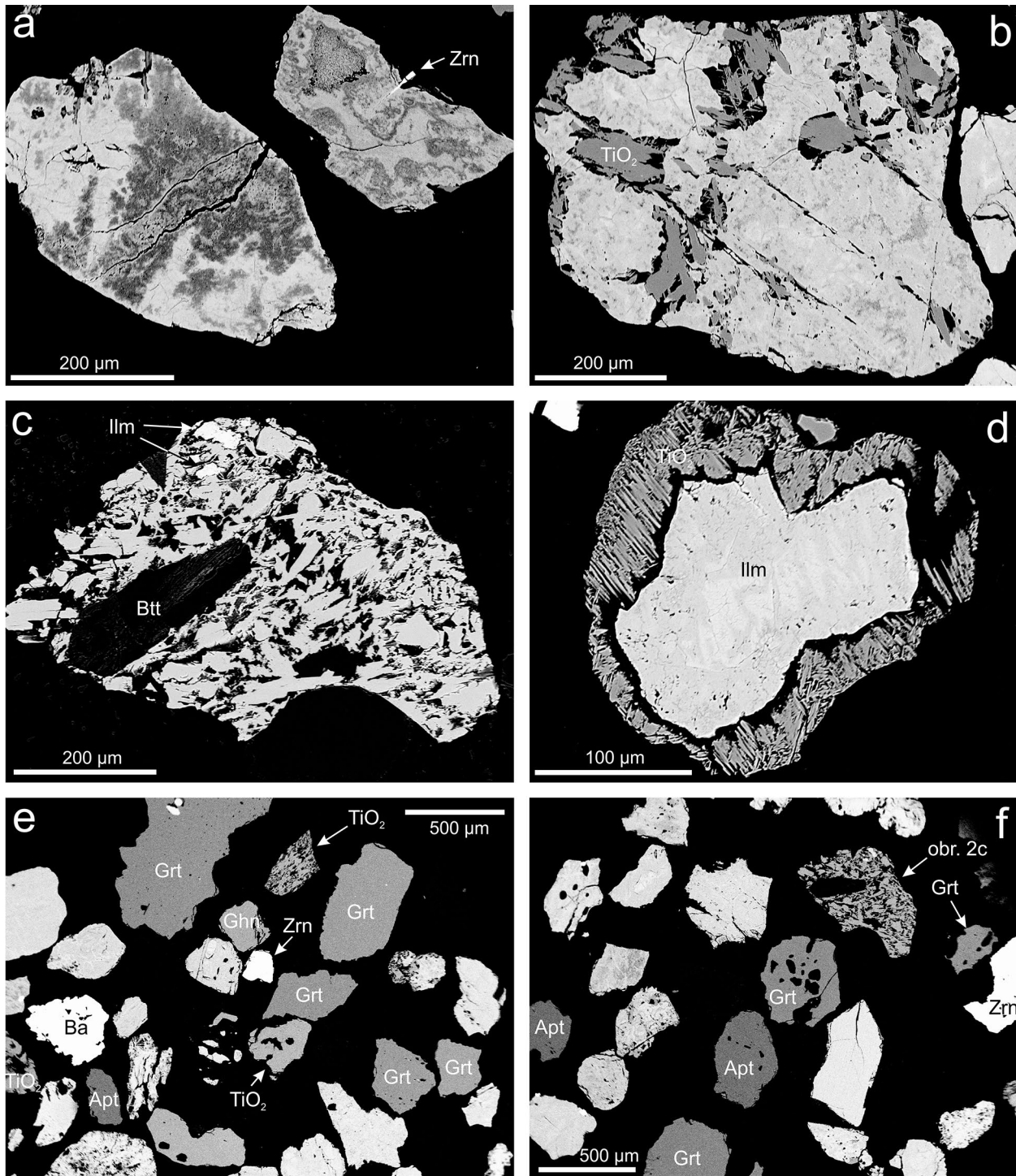
**Turmalín**, třetí nejhojnější složka studovaného šlichu, zaujímá 14.3 % z celkového počtu zrn. Vytváří oválná až poloostrohranná zrna o velikosti až 0.7 mm. V BSE obraze je nezonální. Chemismus studovaných turmalínů je značně variabilní (tab. 3). V pozici X (obr. 5a) převažuje buď Na (0.327 - 0.830 *apfu*) nebo vakance (0.120 - 0.625 *apfu*), zatímco obsahy Ca (0.026 - 0.108 *apfu*) a K (max. 0.015 *apfu*) jsou nízké. V pozici Y převládá u většiny analýz Mg (0.580 - 2.114 *apfu*), v menším počtu analýz převažuje Fe (0.573 - 1.663 *apfu*). Zvýšené jsou obsahy  $^{\text{Y}}\text{Al}$  (0.193 - 0.926 *apfu*) a Ti (0.065 - 0.122 *apfu*), zatímco obsahy Mn nepřesahují 0.025 *apfu*. Pozice T je většinou kompletně obsazena Si, obsah  $^{\text{T}}\text{Al}$  je maximálně 0.140 *apfu*. Obsazení pozice W (obr. 5b) bylo kvantifikováno na základě nábojového vyrovnání. Ve většině analýz je dominantním anionem v této pozici  $\text{O}^{2-}$  (0.369 - 0.801 *apfu*), v menším počtu analýz převládá  $\text{OH}^-$  (0.108 - 0.593 *apfu*), zatímco F je téměř vždy minoritní komponentou (max. 0.299 *apfu*). Klasifikačně (obr. 5c,d) odpovídají analyzované turmalíny převážně *oxy-dravitu* (8 zrn), v méně případech *oxy-magnesio-foititu* (3 zrna), *oxy-skorylu* (3 zrna) a *dravitu* (2 zrna) a nejméně často *magnesio-foititu*

(1 zrna), skorylu (1 zrna) a fluor-skorylu (1 zrna).

**Apatit** je se zastoupením 6.6 % ve studovaném těžkém podílu méně hojnou složkou. Jeho subangulární zrna, velikostně srovnatelná s ostatními klasty, mají izometrický či slabě protažený tvar. V BSE obraze je nezonální, neporézní a bez minerálních inkluzí (obr. 2e,f; 6a). Chemické složení bylo ověřeno jen orientačně EDS spek-

try, v nichž vedle P a Ca někdy vystupuje i malé množství Fe či Mn.

**Baryt** je ve šlichu zastoupen v množství 5.7 %. Vytváří angulární izometrická zrna o velikosti do 300  $\mu\text{m}$  (obr. 2e), v některých případech s dobře patrnou štěpností. V BSE obraze není zonální. Podle EDS spekter neobsahuje žádné významnější příměsi.

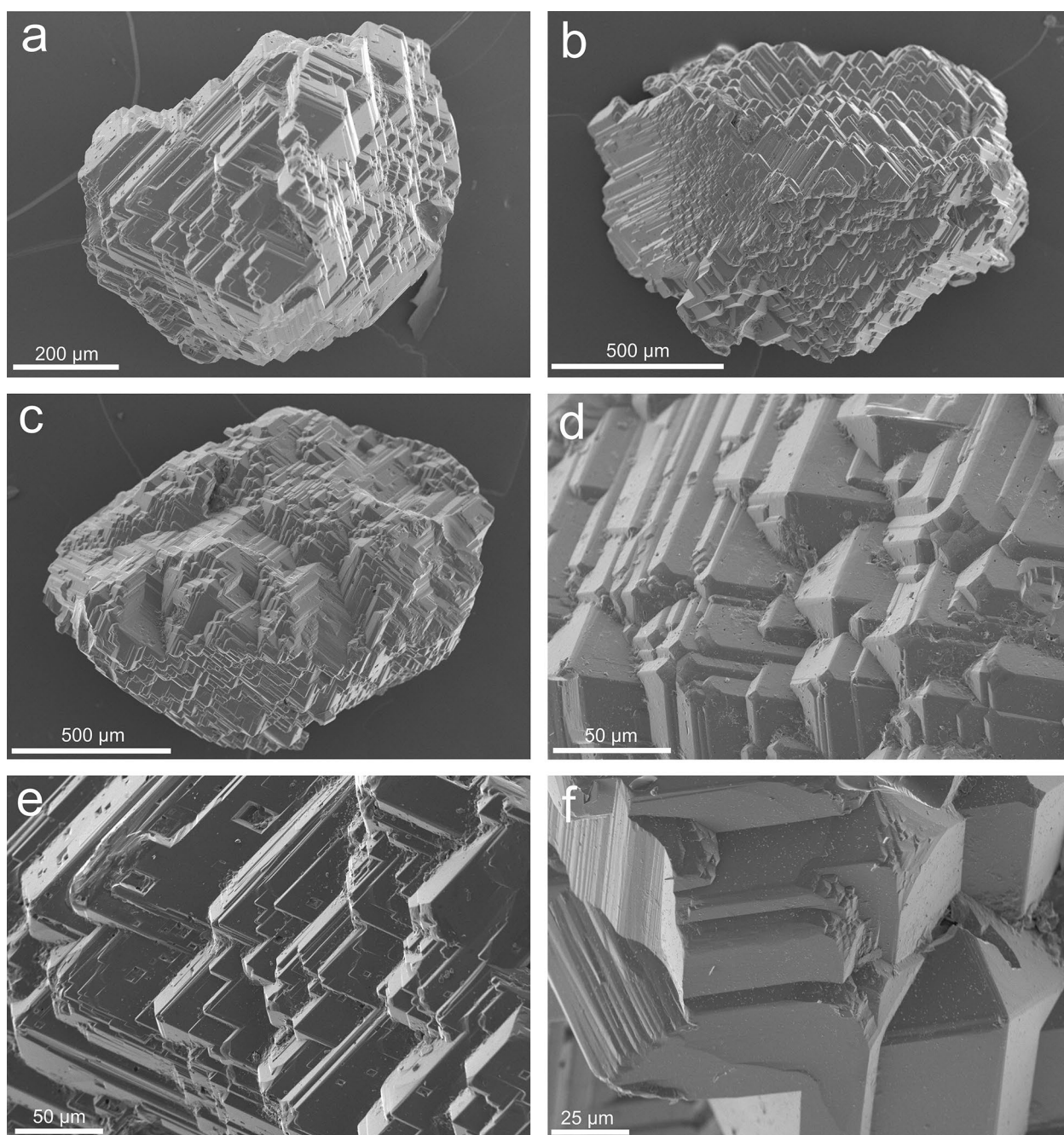


**Obr. 2** Vývin a vnitřní stavba studovaných minerálů těžké frakce na BSE snímcích. a - typická kompozičně nehomogenní stavba zrn ilmenitu. Tmavší partie jsou bohatší na Ti a chudší na Fe, světlejší partie mají složení opačné. Zrn - zirkon. b - ostře omezené inkluze čisté  $\text{TiO}_2$  fáze ( $\text{TiO}_2$ ) uzavřené v nehomogenním ilmenitu. c - porézní agregát  $\text{TiO}_2$  fáze uzavírající biotit (Btt) a nepatrné reliktu ilmenitu (Ilm). d - porézní agregát  $\text{TiO}_2$  fáze ( $\text{TiO}_2$ ) lemující jádro tvořené nehomogenním ilmenitem (Ilm). e, f - kompozičně nehomogenní ilmenit (všechna neoznačená zrna) v asociaci se zrny granátu (Grt),  $\text{TiO}_2$  fází ( $\text{TiO}_2$ ), apatitem (Apt), zirkonem (Zrn), gahnitem (Ghn) a barytem (Ba). Tmavé inkluze v granátu uprostřed snímku f jsou tvořeny křemenem a plagioklasem. Všechny snímky Z. Dolníček.

**TiO<sub>2</sub> minerál** (elektronová mikroskopie a mikroanalýza neumožňuje rozlišit jednotlivé modifikace TiO<sub>2</sub>, z toho důvodu používáme skupinový název) zaujímá v rámci studované těžké frakce 4.4 %. Do této kategorie jsou započítána pouze zrna tvořená jen TiO<sub>2</sub>, zatímco zrna/agregáty srůstající s byt' i jen malým množstvím (alterovaného) ilmenitu (obr. 2c) jsou považovány za produkt alterace ilmenitu a jsou tedy zahrnuty k ilmenitu. TiO<sub>2</sub> fáze představují texturně i morfologicky proměnlivou komponentu. Část má povahu homogenních neporézních suboválních zrn o velikosti až 0.7 mm, izometrického až krátce sloupečkovitého tvaru (obr. 6a). Druhá část zrn, respektive agregátů, je polykrystalických, často i značně porézních (obr. 2e). U části těchto objektů nelze s ohledem na jejich

„sagenitovou agregaci“ vyloučit možnost, že jde o pseudomorfozy po alterovaných starších Ti-minerálech. Podle EDS spekter jsou homogenní zrna TiO<sub>2</sub> fáze buď čistá nebo obsahují malé příměsi Fe, Ca a také Si a/nebo W (podle EDS spekter nelze rozhodnout, neboť hlavní čáry obou posledně zmiňovaných prvků - W $\alpha$  a SiK $\alpha$  - se na EDS spektrech překrývají).

**Biotit** je řídký, reprezentuje pouze 1 % těžkého podílu. Vytváří jednotlivé šupiny o velikosti srovnatelné s ostatními fázemi (obr. 6a). Chemicky nebyl detailně studován, podle variabilní výšky píku K v EDS spektrech, zjištěné v různých zrnech, lze soudit na různě intenzivní alteraci tohoto minerálu.



**Obr. 3** SE snímky povrchové morfologie zrn granátů z Tismic. a-c - typická zrna granátu s doškovitě uspořádanými krytalovými ploškami; d-f - detaily povrchové morfologie: d - plošky leptané podle oktaedru s rohy otupenými plochami krychle; e - plochy leptané podle rombického dodekaedru, v největších plochách jsou zřetelně patrné leptové jamky; f - otupení rohů plochami oktaedru či trigon-trioctaedru. Snímky L. Váchová.

**Goyazit** byl zaznamenán v pouze 5 klastech, reprezentujících pouze 0.6 % studované těžké frakce. Vytváří subangulární až oválná zrna o velikosti až 0.7 mm. Agregáty goyazitu jsou rozpraskané, špatně lešitelné, pravděpodobně značně jemnozrnné (obr. 6a-e). Dvě zrna jsou monominerální (obr. 6b), zbylá tři obsahují i křemen a jílový minerál, patřící do kaolinitové skupiny (v jeho EDS spektru je vedle převažujícího Al a Si i malé množství Fe a Mg; obr. 6c-d). Vztah goyazitu k ostatním fázím nelze jednoznačně posoudit, buď může jílový minerál tvořit výplně mladších nepravidelných a neprůběžných trhlinek v goyazitu nebo jílový minerál s křemenem reprezentují reliktů původního prostředí, zatlačovaného „metasomaticky“ rostoucími agregáty goyazitu (obr. 6d). Zcela výjimečně byly v jednom zrně goyazitu zjištěny i drobné inkluze Fe-oxidu (či Fe-hydrooxidu; obr. 6e). V BSE obraze je hmota goyazitu ve většině nalezených

klastů kompozičně homogenní (obr. 6b-d). Výjimkou je vzorek s uzavřeninami Fe-oxidu (resp. Fe-hydrooxidu), jenž vykazuje v BSE obraze slabou skvrnitou nehomogenitu (obr. 6e). Provedené bodové WDS analýzy (tab. 4) potvrdily značnou chemickou homogenitu jednotlivých zrn goyazitu a také minimální rozdíly při porovnání různých zrn. V A-pozici ideálního vzorce dominuje vždy Sr (0.41 - 0.59 *apfu*; báze přepočtu 6 kationtů na vzorcovou jednotku), které je zčásti zastupováno hlavně LREE (0.28 - 0.40 *apfu*), v menší míře i Ca (0.11 - 0.16 *apfu*), K ( $\leq 0.05$  *apfu*) a Ba ( $\leq 0.01$  *apfu*). Převažující hliník je v B-pozici v malé míře zastupován Fe<sup>3+</sup> (0.02 - 0.39 *apfu*). X-pozice je převážně obsazena fosforem, provázeným pravidelně zvýšeným množstvím S (0.33 - 0.47 *apfu*), v polovině analýz i slabě zvýšenými obsahy As ( $\leq 0.03$  *apfu*) a ojediněle i V ( $\leq 0.03$  *apfu*). Malý deficit kationtů v X-pozici naznačuje i přítomnost malého množ-

**Tabulka 2** Příklady chemického složení granátu. Oxidy v hm. %, hodnoty *apfu* a rozpočet celkového železa jsou kalkulovány na základ 8 kationtů na vzorcovou jednotku, obsahy koncových členů v mol. %. bdl - pod mezí stanovitelnosti

| An.č.                          | 1     | 2      | 3     | 4     | 5      | 6     | 7     | 8      | 9      | 10     | 11     | 12    | 13     | 14    |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | bdl   | 0.09   | 0.07  | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | 0.07   | bdl    | bdl    | bdl   | bdl    | bdl   |
| SiO <sub>2</sub>               | 36.56 | 37.12  | 36.66 | 36.92 | 37.37  | 36.92 | 36.27 | 37.70  | 38.99  | 37.19  | 37.58  | 38.01 | 38.32  | 37.63 |
| TiO <sub>2</sub>               | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | 0.68   | bdl   | bdl   | bdl    | 0.11   | 0.07   | bdl    | 0.12  | bdl    | bdl   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20.34 | 20.97  | 20.47 | 20.72 | 20.90  | 20.33 | 20.53 | 21.15  | 21.79  | 20.40  | 21.01  | 20.70 | 21.64  | 20.98 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.03  | 0.40   | 0.51  | 0.00  | 0.00   | 0.00  | 0.13  | 0.00   | 0.00   | 0.99   | 0.00   | 1.41  | 0.40   | 0.66  |
| Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | bdl   | bdl    | bdl   | 0.27  | bdl    | 0.52  | 0.47  | bdl    | bdl    | bdl    | 0.36   | bdl   | bdl    | bdl   |
| MgO                            | 0.94  | 1.99   | 1.60  | 2.84  | 3.01   | 2.57  | 2.51  | 2.86   | 6.98   | 2.50   | 3.43   | 4.93  | 4.85   | 3.17  |
| CaO                            | 0.59  | 0.43   | 2.11  | 2.20  | 1.32   | 2.60  | 1.17  | 1.68   | 3.84   | 2.01   | 1.83   | 5.94  | 6.54   | 2.29  |
| MnO                            | 1.82  | 0.56   | 2.34  | 2.89  | 4.22   | 5.86  | 7.90  | 8.37   | 0.35   | 10.64  | 9.29   | 1.84  | 1.74   | 13.93 |
| FeO                            | 39.44 | 39.90  | 36.05 | 33.32 | 32.58  | 30.24 | 29.39 | 29.34  | 28.72  | 26.72  | 26.66  | 26.74 | 27.03  | 21.28 |
| Na <sub>2</sub> O              | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    | 0.12  | bdl    | bdl   |
| F                              | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    | bdl   | bdl    | 0.09  |
| O=F                            | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    | bdl   | bdl    | -0.04 |
| Celkem                         | 99.72 | 101.46 | 99.81 | 99.16 | 100.08 | 99.04 | 98.37 | 101.10 | 100.85 | 100.52 | 100.16 | 99.81 | 100.52 | 99.99 |
| P <sup>5+</sup>                | bdl   | 0.006  | 0.005 | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | 0.005  | bdl    | bdl    | bdl   | bdl    | bdl   |
| Si <sup>4+</sup>               | 3.012 | 2.985  | 2.992 | 3.002 | 3.001  | 3.012 | 2.989 | 3.006  | 3.006  | 2.997  | 3.010  | 2.998 | 2.992  | 3.013 |
| Ti <sup>4+</sup>               | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | 0.041  | bdl   | bdl   | bdl    | 0.006  | 0.004  | bdl    | 0.007 | bdl    | bdl   |
| Al <sup>3+</sup>               | 1.975 | 1.988  | 1.969 | 1.986 | 1.978  | 1.955 | 1.994 | 1.988  | 1.980  | 1.938  | 1.983  | 1.924 | 1.992  | 1.980 |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.002 | 0.024  | 0.031 | 0.000 | 0.000  | 0.000 | 0.008 | 0.000  | 0.000  | 0.060  | 0.000  | 0.084 | 0.024  | 0.040 |
| Y <sup>3+</sup>                | bdl   | bdl    | bdl   | 0.012 | bdl    | 0.023 | 0.021 | bdl    | bdl    | bdl    | 0.015  | bdl   | bdl    | bdl   |
| Mg <sup>2+</sup>               | 0.115 | 0.239  | 0.195 | 0.344 | 0.360  | 0.313 | 0.308 | 0.340  | 0.802  | 0.300  | 0.410  | 0.580 | 0.565  | 0.378 |
| Ca <sup>2+</sup>               | 0.052 | 0.037  | 0.185 | 0.192 | 0.114  | 0.227 | 0.103 | 0.144  | 0.317  | 0.174  | 0.157  | 0.502 | 0.547  | 0.196 |
| Mn <sup>2+</sup>               | 0.127 | 0.038  | 0.162 | 0.199 | 0.287  | 0.405 | 0.551 | 0.565  | 0.023  | 0.726  | 0.630  | 0.123 | 0.115  | 0.945 |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.717 | 2.683  | 2.461 | 2.266 | 2.188  | 2.064 | 2.026 | 1.957  | 1.852  | 1.801  | 1.786  | 1.764 | 1.765  | 1.425 |
| Na <sup>+</sup>                | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    | 0.018 | bdl    | bdl   |
| F <sup>-</sup>                 | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl   | bdl   | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    | bdl   | bdl    | 0.023 |
| Catsum                         | 8.000 | 8.000  | 8.000 | 8.000 | 7.969  | 7.999 | 8.000 | 8.000  | 7.991  | 8.000  | 7.991  | 8.000 | 8.000  | 8.000 |
| Ti-Grs                         | 0.0   | 0.0    | 0.0   | 0.0   | 2.1    | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.3    | 0.2    | 0.0    | 0.4   | 0.0    | 0.0   |
| Grs                            | 1.6   | 0.0    | 4.6   | 6.2   | 1.7    | 7.2   | 2.7   | 4.8    | 10.3   | 2.6    | 5.0    | 12.2  | 17.1   | 4.0   |
| Adr                            | 0.1   | 1.2    | 1.6   | 0.0   | 0.0    | 0.0   | 0.4   | 0.0    | 0.0    | 3.0    | 0.0    | 4.2   | 1.2    | 2.0   |
| Sps                            | 4.2   | 1.3    | 5.4   | 6.6   | 9.6    | 13.5  | 18.4  | 18.8   | 0.8    | 24.2   | 21.0   | 4.1   | 3.8    | 31.5  |
| Alm                            | 90.6  | 89.4   | 82.0  | 75.5  | 72.9   | 68.8  | 67.5  | 65.2   | 61.7   | 60.0   | 59.5   | 58.8  | 58.8   | 47.5  |
| Prp                            | 3.8   | 8.0    | 6.5   | 11.1  | 12.0   | 9.7   | 9.6   | 11.3   | 26.7   | 10.0   | 13.1   | 19.3  | 18.8   | 12.6  |
| F-Kat                          | 0.0   | 0.0    | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0    | 0.0    | 0.0    | 0.0   | 0.0    | 0.6   |
| Men-Y                          | 0.0   | 0.0    | 0.0   | 0.6   | 0.0    | 1.1   | 1.0   | 0.0    | 0.0    | 0.0    | 0.8    | 0.0   | 0.0    | 0.0   |
| Celkem                         | 100.4 | 99.9   | 100.1 | 100.0 | 98.3   | 100.3 | 99.6  | 100.2  | 99.8   | 100.0  | 99.4   | 99.0  | 99.7   | 98.1  |

ství uhlíku, jehož obsah by dosahoval za předpokladu plného obsazení pozice maximálně 0.25 *apfu*. Klasifikačně jde tedy o florencitovou komponentou bohatý goyazit ( $Goy_{45-59}Flo_{29-43}Cra_{11-17}Gor_{0-1}$ ; obr. 7a). V rámci sumy REE vždy dominuje Ce. Chondritem normalizované distribuce REE se vyznačují plynulým poklesem od La ke Gd, přerušeným Eu anomálií (obr. 7b). Ce anomálie není většinou vyvinuta nebo je jen slabě pozitivní či negativní ( $Ce/Ce^* = 0.88 - 1.33$ ). Eu anomálie je u pěti analýz výrazně pozitivní ( $Eu/Eu^* = >1.92 - 5.02$ ); zbývající analýzy mají obsahy Eu, Gd, eventuálně i Sm pod detekčními limity, takže charakter Eu anomálie nelze ani orientačně posoudit. Hodnoty chondritem normalizovaného poměru La/Sm kolísají mezi 5.9 a  $>28.6$  (tab. 4).

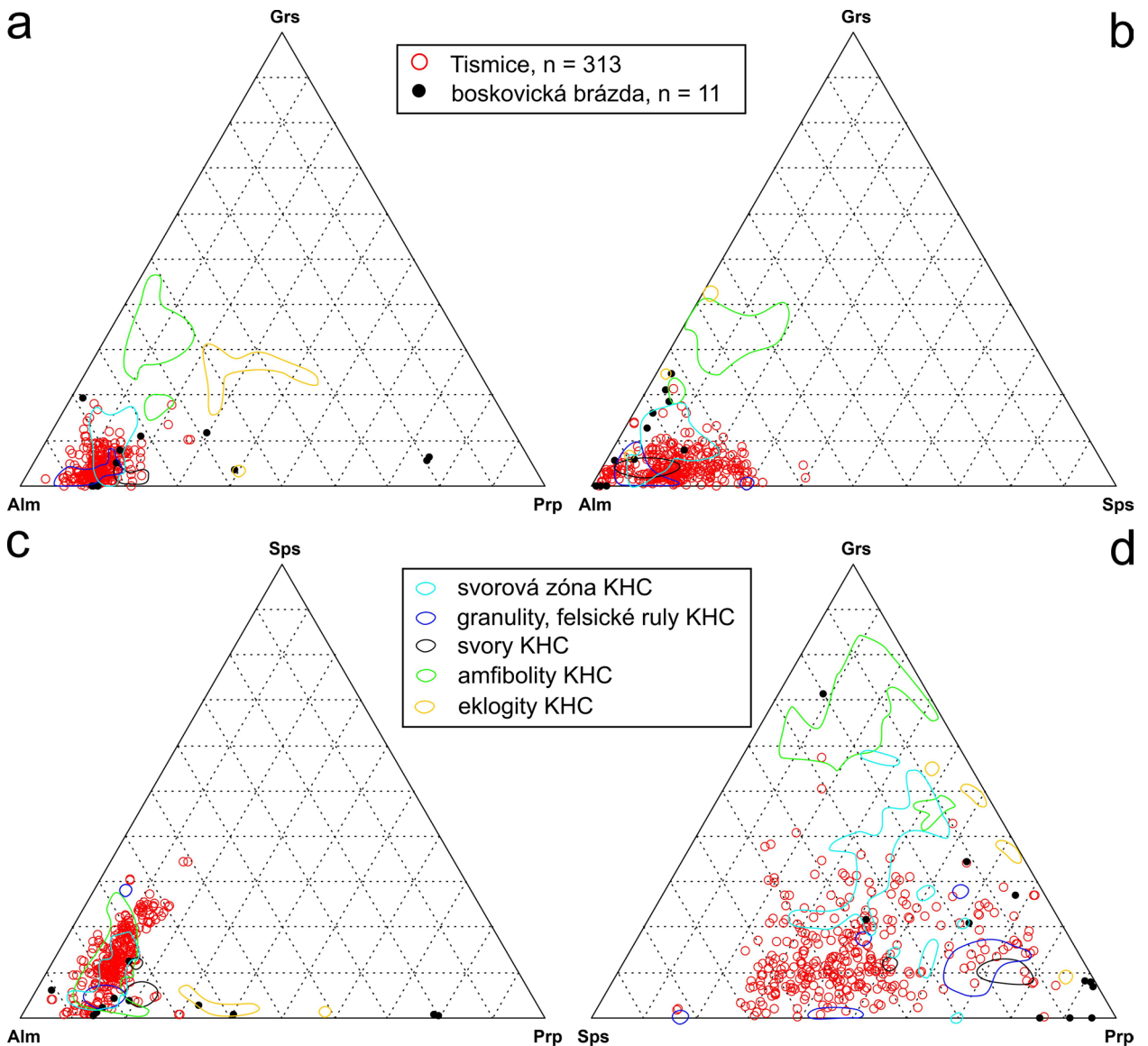
**Zirkon** (obr. 2e,f) je v hodnoceném těžkém podílu velmi vzácným těžkým minerálem, reprezentuje pouze 0.5 % jeho zrn. Zrna zirkonu mají variabilní stupeň opracování, část jich je oválná, část idiomorfní, s dosud patrnými vlastními krystalovými plochami a krátce sloupečkovitým habi-

tem. V BSE obraze jsou zirkony kompozičně homogenní i nehomogenní, v druhém případě oscilačně zonální.

**Monazit** je rovněž velmi vzácný, byl zjištěn jen v jediném individuu o velikosti kolem 200  $\mu m$ . Jde o okrouhlé, subangulární zrno, v BSE obraze nezonální. Podle EDS spektra obsahuje zvýšené obsahy Th.

**Xenotim** byl rovněž nalezen jen v jediném izometrickém poloostrohranném zrně o velikosti 300  $\mu m$ . V BSE obraze není zonální. Dvě WDS analýzy ukázaly, že Y je substituováno cca 22 at. % REE a 0.5, respektive 1.3 hm. %  $UO_2$ . Obsah Ca je velmi nízký, kolem 0.1 hm. % CaO. Chondritem normalizovaná křivka REE vykazuje plynulý nárůst směrem k nejtěžším REE, zřetelnou negativní Eu anomálií a slabší negativní Yb anomálií.

**Pyrit** je ojedinělý (zaujímá 0.5 %). Jeho izometrická subangulární zrna nevykazují žádné známky navětrání. V BSE obraze je homogenní, v EDS spektrech nebyly patrné žádné příměsi. V odraženém světle je krémový, izotropní.



**Obr. 4** Variace v chemickém složení detritických granátů z Tismic a porovnání s chemismem granátů z oblasti kutnohorského krystalinika (KHC) a boskovické brázdy. a - diagram almandin-grosulár-pyrop; b - diagram almandin-grosulár-spessartin; c - diagram almandin-spessartin-pyrop; d - diagram spessartin-grosulár-pyrop. Obsahy v mol. %. Data pro detritické granáty z boskovické brázdy jsou z Hřeslové et al. (2021), data pro granáty z eklogitů KHC ze Štědré a Nahodilové (2009), data pro granulity a vysokotlaké felsické ruly KHC z Vrány et al. (2009), data pro svorovou zónu KHC z Kachlíka (1999) a data pro svory a amfibolity KHC jsou nepublikovaná data autorů.

**Limonit** vytváří nepravidelně omezené, izometrické, porézni a špatně leštitelné agregáty o velikosti do 400  $\mu\text{m}$ . Podle EDS spekter obsahuje variabilní příměsi Si, Al, K, Mn, Mg a Ca.

**Gahnit** byl zjištěn pouze ve třech zrnech. Jeho individua jsou subangulární, izometrického tvaru (obr. 2e). V BSE obraze není patrná žádná kompoziční zonalita. Orientační WDS analýzy (tab. 5) ukázaly převahu gahnitové složky, doplněné zejména zvýšenými obsahy hercynitové a méně i spinelové komponenty ( $\text{Ghn}_{57-68}\text{Hrc}_{21-32}\text{Spl}_{7-10}\text{Mgt}_{1-2}\text{Gal}_1$ ). Jednotlivá zrna jsou chemicky homogenní (rozdíly v obsazích koncových členů v rámci jednoho zrna nepřesahují 2 mol. %), mnohem větší rozdílů jsou pak při porovnání chemismu jednotlivých zrn.

**Staurolit** byl zjištěn velmi ojediněle, jako dvě ostrohraná izometrická zrna o velikosti maximálně 300  $\mu\text{m}$ . Větší zrno (obr. 6f) obsahuje drobné inkluze xenomorfně omezeného křemene o velikosti do 30  $\mu\text{m}$  a také mnohem menší (do 5  $\mu\text{m}$  velká) individua monazitu. Dvě orientační WDS analýzy ukázaly kromě základních komponent (Al, Fe, Si) i zvýšené obsahy Mg (~0.38 *apfu*; báze přepočtu 23.5 atomu kyslíku), Ti (0.06 *apfu*), Mn (0.04 *apfu*) a Zn (0.02 *apfu*).

## Diskuse

Výplň blanické brázdy, spolu s dalšími výskyty permských (místa i svrchnokarbonských) usazenin v oblasti české části Českého masivu, představuje produkty kontinentální (říční a jezerní) sedimentace v tektonicky podmíněných depresích, formovaných během gravitačního

**Tabulka 3** Příklady chemického složení turmalínů. Oxidy v hm. %, hodnoty *apfu* jsou vypočítány na základ 15 kationtů kovů v pozicích Y + Z + T. Poměr OH<sup>-</sup> a O<sup>2-</sup> v pozici W je kalkulován na valenční vyrovnání. \* - obsah dopočten na ideální obsazení pozice, bdl - pod mezí stanovitelnosti

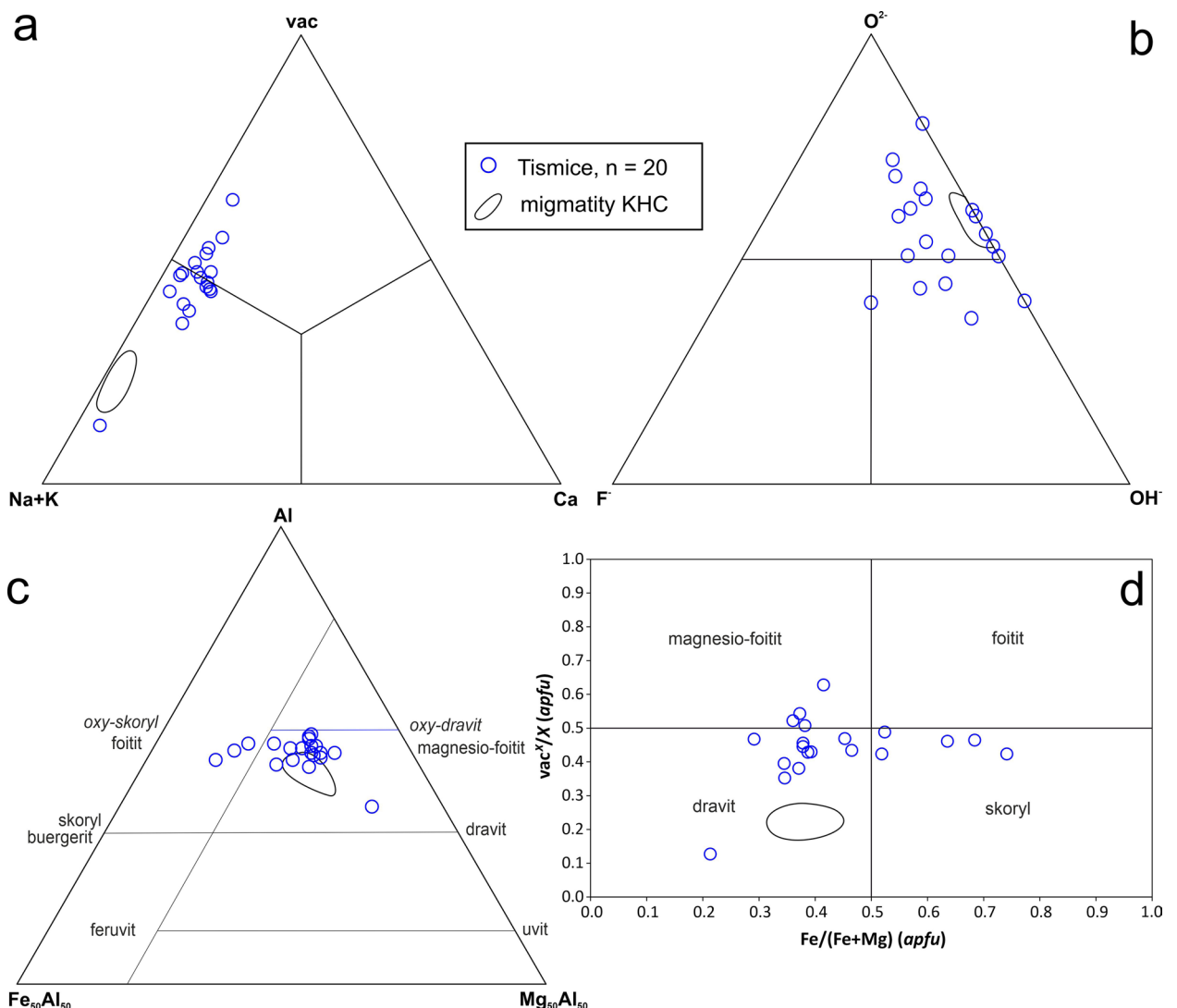
| An. č.                          | 1      | 2       | 3      | 4      | 5         | 6         | 7         | 8       | 9       | 10     | 11     | 12     | 13     | 14     |
|---------------------------------|--------|---------|--------|--------|-----------|-----------|-----------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| prefix                          | fluor  | hydroxy | oxy    | oxy    | hydroxy   | oxy       | oxy       | hydroxy | hydroxy | oxy    | oxy    | oxy    | oxy    | oxy    |
| kořen                           | skoryl | skoryl  | skoryl | skoryl | Mg-foitit | Mg-foitit | Mg-foitit | dravit  | dravit  | dravit | dravit | dravit | dravit | dravit |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0.08   | bdl     | 0.06   | bdl    | bdl       | bdl       | 0.09      | bdl     | 0.10    | 0.12   | bdl    | bdl    | bdl    | 0.07   |
| SiO <sub>2</sub>                | 35.93  | 36.18   | 36.79  | 36.49  | 37.65     | 36.79     | 36.57     | 36.68   | 37.66   | 37.00  | 36.38  | 36.82  | 37.48  | 35.96  |
| TiO <sub>2</sub>                | 0.68   | 0.61    | 0.98   | 0.69   | 0.45      | 0.48      | 0.74      | 0.87    | 0.54    | 0.98   | 0.99   | 0.94   | 0.63   | 0.55   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 34.28  | 34.96   | 35.50  | 35.29  | 35.74     | 36.79     | 35.30     | 34.86   | 32.75   | 34.47  | 35.30  | 35.41  | 35.11  | 36.60  |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | bdl    | bdl     | bdl    | bdl    | bdl       | bdl       | bdl       | bdl     | bdl     | 0.09   | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    |
| MgO                             | 2.35   | 2.78    | 4.10   | 3.10   | 5.18      | 5.26      | 5.35      | 5.07    | 8.84    | 5.65   | 4.67   | 5.09   | 5.61   | 5.23   |
| MnO                             | 0.14   | 0.09    | bdl    | 0.18   | bdl       | bdl       | 0.09      | bdl     | bdl     | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    | 0.09   |
| FeO                             | 12.01  | 10.73   | 8.04   | 9.64   | 6.55      | 5.57      | 5.89      | 7.48    | 4.27    | 5.94   | 7.24   | 5.73   | 6.09   | 5.67   |
| CaO                             | 0.16   | 0.18    | 0.26   | 0.17   | 0.28      | 0.41      | 0.33      | 0.49    | 0.24    | 0.50   | 0.54   | 0.60   | 0.53   | 0.42   |
| Na <sub>2</sub> O               | 1.69   | 1.56    | 1.50   | 1.62   | 1.05      | 1.25      | 1.39      | 1.43    | 2.67    | 1.71   | 1.47   | 1.50   | 1.50   | 1.51   |
| K <sub>2</sub> O                | 0.05   | 0.05    | bdl    | bdl    | bdl       | bdl       | bdl       | bdl     | 0.04    | bdl    | 0.06   | bdl    | bdl    | bdl    |
| F                               | 0.57   | 0.36    | 0.29   | 0.24   | bdl       | 0.19      | bdl       | 0.26    | 0.24    | 0.19   | bdl    | bdl    | 0.23   | bdl    |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 10.50  | 10.55   | 10.69  | 10.59  | 10.81     | 10.78     | 10.64     | 10.69   | 10.83   | 10.65  | 10.63  | 10.62  | 10.75  | 10.68  |
| H <sub>2</sub> O*               | 2.99   | 3.07    | 3.00   | 3.05   | 3.35      | 3.16      | 3.19      | 3.15    | 3.28    | 2.92   | 3.11   | 2.93   | 3.03   | 3.22   |
| O=F                             | -0.24  | -0.15   | -0.12  | -0.10  | 0.00      | -0.08     | 0.00      | -0.11   | -0.10   | -0.08  | 0.00   | 0.00   | -0.10  | 0.00   |
| Celkem                          | 101.18 | 100.97  | 101.09 | 100.96 | 101.06    | 100.59    | 99.57     | 100.87  | 101.36  | 100.14 | 100.39 | 99.64  | 100.87 | 100.00 |
| P <sup>5+</sup>                 | 0.011  | bdl     | 0.008  | bdl    | bdl       | bdl       | 0.012     | bdl     | 0.014   | 0.017  | bdl    | bdl    | bdl    | 0.009  |
| Si <sup>4+</sup>                | 5.950  | 5.961   | 5.982  | 5.986  | 6.052     | 5.933     | 5.976     | 5.965   | 6.042   | 6.037  | 5.948  | 6.027  | 6.059  | 5.851  |
| Ti <sup>4+</sup>                | 0.085  | 0.076   | 0.120  | 0.085  | 0.054     | 0.058     | 0.091     | 0.106   | 0.065   | 0.120  | 0.122  | 0.116  | 0.077  | 0.068  |
| Al <sup>3+</sup>                | 6.691  | 6.789   | 6.803  | 6.823  | 6.772     | 6.993     | 6.800     | 6.682   | 6.193   | 6.629  | 6.802  | 6.831  | 6.690  | 7.019  |
| V <sup>3+</sup>                 | bdl    | bdl     | bdl    | bdl    | bdl       | bdl       | bdl       | bdl     | bdl     | 0.012  | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    |
| Mg <sup>2+</sup>                | 0.580  | 0.683   | 0.994  | 0.758  | 1.241     | 1.264     | 1.303     | 1.229   | 2.114   | 1.374  | 1.138  | 1.242  | 1.352  | 1.268  |
| Mn <sup>2+</sup>                | 0.020  | 0.013   | bdl    | 0.025  | bdl       | bdl       | 0.012     | bdl     | bdl     | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    | 0.012  |
| Fe <sup>2+</sup>                | 1.663  | 1.479   | 1.093  | 1.323  | 0.881     | 0.751     | 0.805     | 1.017   | 0.573   | 0.811  | 0.990  | 0.784  | 0.823  | 0.772  |
| Ca <sup>2+</sup>                | 0.028  | 0.032   | 0.045  | 0.030  | 0.048     | 0.071     | 0.058     | 0.085   | 0.041   | 0.087  | 0.095  | 0.105  | 0.092  | 0.073  |
| Na <sup>+</sup>                 | 0.542  | 0.498   | 0.473  | 0.515  | 0.327     | 0.391     | 0.440     | 0.451   | 0.830   | 0.541  | 0.466  | 0.476  | 0.470  | 0.477  |
| K <sup>+</sup>                  | 0.011  | 0.011   | bdl    | bdl    | bdl       | bdl       | bdl       | bdl     | 0.008   | bdl    | 0.013  | bdl    | bdl    | bdl    |
| X <sub>□</sub>                  | 0.419  | 0.459   | 0.482  | 0.455  | 0.625     | 0.538     | 0.502     | 0.464   | 0.120   | 0.372  | 0.427  | 0.419  | 0.438  | 0.450  |
| F <sup>-</sup>                  | 0.299  | 0.188   | 0.149  | 0.125  | bdl       | 0.097     | bdl       | 0.134   | 0.122   | 0.098  | bdl    | bdl    | 0.118  | bdl    |
| <sup>w</sup> O <sup>2-</sup>    | 0.404  | 0.435   | 0.595  | 0.539  | 0.407     | 0.507     | 0.529     | 0.445   | 0.369   | 0.721  | 0.609  | 0.801  | 0.613  | 0.507  |
| B <sup>3+</sup>                 | 3.000  | 3.000   | 3.000  | 3.000  | 3.000     | 3.000     | 3.000     | 3.000   | 3.000   | 3.000  | 3.000  | 3.000  | 3.000  | 3.000  |
| OH <sup>-</sup>                 | 3.298  | 3.377   | 3.255  | 3.337  | 3.593     | 3.396     | 3.471     | 3.421   | 3.510   | 3.181  | 3.391  | 3.199  | 3.269  | 3.493  |
| T sum                           | 6.000  | 6.000   | 6.000  | 6.000  | 6.052     | 6.000     | 6.000     | 6.000   | 6.055   | 6.054  | 6.000  | 6.027  | 6.059  | 6.000  |
| Y+Z sum                         | 9.000  | 9.000   | 9.000  | 9.000  | 8.948     | 9.000     | 9.000     | 9.000   | 8.945   | 8.946  | 9.000  | 8.973  | 8.941  | 9.000  |
| Fe/(Fe+Mg)                      | 0.741  | 0.684   | 0.524  | 0.636  | 0.415     | 0.373     | 0.382     | 0.453   | 0.213   | 0.371  | 0.465  | 0.387  | 0.379  | 0.378  |



kolapsu variského orogénu (Pešek et al. 2001). Studium valounového materiálu i těžkých minerálů v sedimentech těchto pánví dokládá původ detritického materiálu převážně v lokálních (bezprostředně sousedících či podložních) geologických jednotkách, tvořených horninami vyvřelými, metamorfovanými i sedimentárními (Jaroš 1961; Malý, Uhrová 1962, 1985; Martínek, Štolfová 2009; Nehyba et al. 2012; Hršelová et al. 2021). V některých případech však nelze za současného stavu poznání vyloučit ani příspěvek distálnějších zdrojů (např. sedimenty podkrkonošské pánve mají podobné složení granátů jako jihočeské granulity; Martínek, Štolfová 2009); je však možné, že v důsledku malého stupně poznání zdrojových oblastí potenciálně existující lokální zdroje stále ještě čekají na své objevení. Mineralogické studium těžkého podílu z haldoviny na lokalitě Tismice, tvořené dominantně rozpadlými permskými psamitickými sedimenty, ukázalo, že vedle převažujícího ilmenitu se v těžké frakci vyskytuje i řada dalších fází. I když je většina z nich přítomna jen v akcesorickém množství, mohou poskytnout cenné informace k provenienci klastického materiálu.

Detritický původ lze předpokládat u většiny zjištěných minerálních fází, snad jen s výjimkou *limonitu*, barytu a

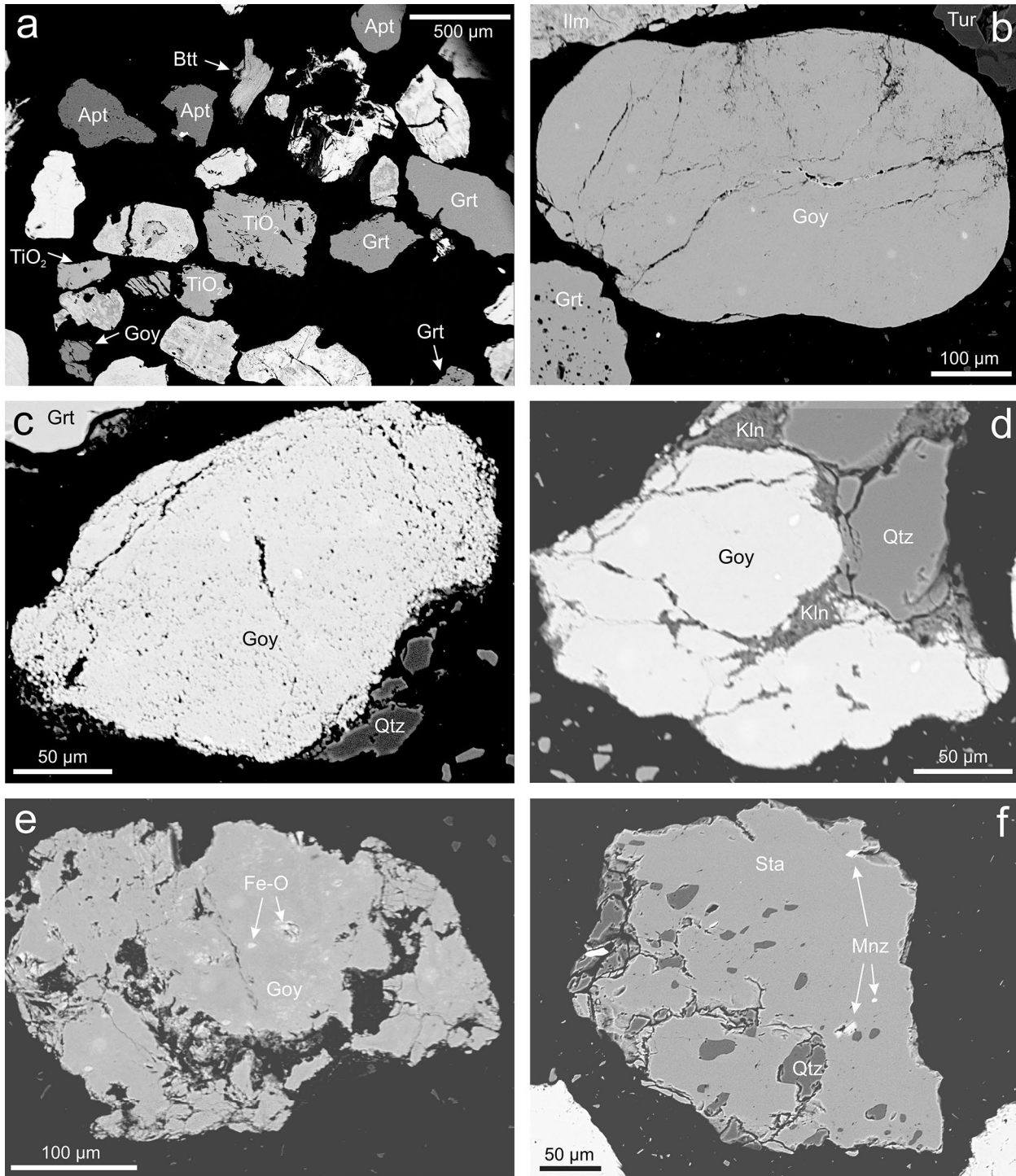
goyazitu. U *limonitu* nelze vzhledem k jeho porézniému charakteru vyloučit jeho vznik supergenní alterací starších minerálů přímo v sedimentární pánvi, v usazeném sedimentu nebo dokonce až subrecentní vznik v prostředí důlního odvalu. Baryt v sedimentech často vzniká během diagenese (např. McManus et al. 1998), navíc v oblasti českobrodského permu jsou popsány i výskyty epigenetických žilek barytu (Pivec et al. 1964). Obecně neběžnou fází jsou v těžkých podílech sedimentů minerály crandallitové skupiny, reprezentované na námi studované lokalitě REE-bohatým goyazitem. Jako akcesorie byly dosud Sr a REE-bohaté členy crandallitové skupiny z našeho území popsány ze sedimentů různého stáří (proterozoikum až kvartér) i geneze (mořské, jezerní i suchozemské) - základní přehled viz Pauliš (2021). Intraformačnímu původu námi nalezeného goyazitu nasvědčuje porézni charakter jeho zrn (naznačující jeho nízkou odolnost během transportu klastického materiálu) a asociace s minerály kaolinitové skupiny, oxidy(oxihydroxidy) Fe a křemenem, což jsou běžné fáze hostitelských sedimentů. V souladu s uvedenou interpretací je i pozitivní Eu anomálie (obr. 7a), nasvědčující vzniku REE-bohatého goyazitu v prostředí, v němž 1) byly alterovány živce (které představují



**Obr. 5** Variace v chemickém složení detritických turmalínů z Tismic a porovnání s chemismem turmalínů z leukosomu migmatitů malínské skupiny kutnohorského krystalinika (Vrána et al. 2009). a - diagram Na+K - vakance - Ca v pozici X; b - diagram F - OH - O v pozici W; c - diagram Fe - Al - Mg; d - diagram Fe/(Fe+Mg) vs. vakance v pozici X.

v horninách koncentrátoři Eu - např. Deer et al. 2001 a práce tam citované) a 2) bylo zvýšené Eh (např. Lee et al. 2003), umožňující oxidaci  $\text{Eu}^{2+}$  (které se rozměrově „nehodí“ do struktur vznikajících REE fází) na  $\text{Eu}^{3+}$  (s atomovým poloměrem srovnatelným s REE s blízkým atomovým číslem). Zvýšené fugacitě kyslíku v prostředí, v němž

krystalizoval goyazit, nasvědčují i zvýšené obsahy prvků ve vysokých valenčních stavech, zastupujících fosfor (tj. síry, arsenu, případně vanadu). Eh prostředí nicméně nemělo vysloveně oxidační charakter, vzhledem k absenci Ce anomálie (obr. 7b). Matečná fluida se dále vyznačovala zvýšeným obsahem silných REE-komplexujících ligan-



**Obr. 6** Vývin a vnitřní stavba studovaných minerálů těžké frakce na BSE snímcích. a - kompozičně nehomogenní ilmenit (všechna neoznačená zrna) v asociaci se zrna granátu (Grt),  $\text{TiO}_2$  fáze ( $\text{TiO}_2$ ), apatitu (Apt), biotitu (Btt) a goyazitu (Goy). b - oválné kompozičně homogenní zrna REE-bohatého goyazitu (Goy) v asociaci se zrna granátu (Grt), ilmenitu (Ilm) a turmalínu (Tur). c - porézní kompozičně homogenní zrna REE-bohatého goyazitu (Goy) ve srůstu s křemenem (Qtz). d - detail REE-bohatého goyazitu (Goy) ze snímku a srůstajícího s křemenem (Qtz) a s minerálem z kaolinitové skupiny (Kln). e - kompozičně slabě nehomogenní goyazit (Goy) uzavírající drobné inkluze Fe oxidu či hydrooxidu (Fe-O). f - zrna staurolitu (Sta) uzavírající inkluze křemene (Qtz) a monazitu (Mnz). Všechny snímky Z. Dolníček.

**Tabulka 4** Příklady chemického složení REE-bohatého goyazitu. Oxidy v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 4 kationtů kovů, obsahy koncových členů v mol. %. \* - obsah dopočten na ideální obsazení pozice, bdl - pod mezí stanovitelnosti, na - nelze aplikovat

| An. č.                         | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SO <sub>3</sub>                | 7.41  | 7.58  | 7.61  | 6.84  | 7.46  | 7.23  | 6.36  | 5.84  | 5.59  | 6.21  | 5.72  | 6.06  | 6.38  | 6.48  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 21.32 | 21.25 | 20.54 | 21.64 | 20.94 | 21.09 | 21.73 | 21.24 | 21.46 | 21.56 | 20.06 | 21.78 | 21.34 | 20.88 |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.30  | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   |
| As <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | bdl   | 0.36  | bdl   | bdl   | 0.32  | 0.77  | bdl   | 0.41  | 0.65  | bdl   | 0.48  | 0.24  | 0.52  | 0.66  |
| CO <sub>2</sub> *              | 0.55  | 0.45  | 0.86  | 0.55  | 0.51  | 0.48  | 0.43  | 1.14  | 0.78  | 1.06  | 2.21  | 0.69  | 0.33  | 0.88  |
| SiO <sub>2</sub>               | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.27  | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 30.27 | 30.83 | 29.74 | 29.73 | 29.59 | 29.67 | 29.70 | 29.75 | 29.45 | 29.72 | 27.56 | 29.98 | 29.76 | 30.54 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.60  | 0.40  | 0.53  | 0.51  | 1.52  | 1.52  | 0.39  | 0.92  | 1.06  | 1.48  | 6.43  | 0.64  | 0.61  | 0.67  |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.49  | 2.46  | 2.75  | 2.79  | 3.46  | 3.33  | 3.39  | 4.62  | 4.23  | 3.98  | 3.56  | 4.08  | 3.90  | 4.24  |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.91  | 4.64  | 5.09  | 5.47  | 5.27  | 5.58  | 6.33  | 6.26  | 6.14  | 6.53  | 5.97  | 6.60  | 6.66  | 6.84  |
| Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.43  | 0.41  | 0.52  | 0.53  | 0.44  | 0.46  | 0.52  | 0.44  | 0.41  | 0.46  | 0.35  | 0.38  | 0.57  | 0.58  |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.42  | 1.56  | 1.44  | 1.64  | 1.37  | 1.37  | 1.99  | 0.91  | 1.39  | 1.61  | 1.67  | 1.32  | 1.50  | 1.56  |
| Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.12  | 0.26  | 0.26  | 0.21  | bdl   | 0.21  | 0.15  | bdl   | bdl   | 0.29  | 0.14  | 0.24  | 0.19  | 0.20  |
| Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | bdl   | 0.15  | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.24  | bdl   | bdl   | bdl   | 0.19  | bdl   | bdl   | bdl   |
| Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | bdl   | 0.09  | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.14  | bdl   | bdl   | bdl   | 0.23  | 0.15  | 0.14  | bdl   |
| MgO                            | bdl   | bdl   | 0.15  | 0.11  | bdl   | bdl   | bdl   | 0.21  | 0.18  | bdl   | 0.09  | bdl   | bdl   | bdl   |
| CaO                            | 1.47  | 1.50  | 1.40  | 1.43  | 1.76  | 1.63  | 1.28  | 1.74  | 1.85  | 1.78  | 1.63  | 1.32  | 1.34  | 1.33  |
| SrO                            | 12.50 | 11.86 | 12.12 | 12.39 | 10.27 | 10.73 | 11.01 | 9.39  | 9.13  | 9.47  | 8.77  | 9.81  | 9.12  | 8.91  |
| BaO                            | 0.28  | 0.23  | bdl   | 0.20  | 0.19  | 0.23  | 0.20  | 0.37  | 0.26  | 0.19  | 0.26  | bdl   | 0.10  | bdl   |
| Na <sub>2</sub> O              | bdl   | bdl   | 0.19  | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.20  | bdl   | bdl   |
| K <sub>2</sub> O               | 0.18  | 0.23  | 0.23  | 0.12  | 0.45  | 0.39  | 0.10  | 0.20  | 0.37  | 0.31  | 0.25  | 0.12  | 0.09  | 0.13  |
| H <sub>2</sub> O*              | 12.77 | 12.84 | 12.73 | 12.69 | 12.68 | 12.76 | 12.56 | 12.65 | 12.60 | 12.77 | 12.87 | 12.61 | 12.36 | 12.62 |
| Celkem                         | 96.72 | 97.10 | 96.16 | 96.85 | 96.23 | 97.45 | 96.82 | 96.09 | 95.82 | 97.42 | 98.44 | 96.22 | 94.91 | 96.52 |
| S <sup>6+</sup>                | 0.457 | 0.464 | 0.471 | 0.424 | 0.463 | 0.446 | 0.398 | 0.363 | 0.349 | 0.383 | 0.350 | 0.378 | 0.406 | 0.404 |
| P <sup>5+</sup>                | 1.482 | 1.469 | 1.433 | 1.514 | 1.466 | 1.467 | 1.536 | 1.490 | 1.512 | 1.499 | 1.383 | 1.533 | 1.533 | 1.468 |
| V <sup>5+</sup>                | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.017 | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   |
| As <sup>5+</sup>               | 0.000 | 0.015 | bdl   | bdl   | 0.014 | 0.033 | bdl   | 0.018 | 0.028 | bdl   | 0.020 | 0.010 | 0.023 | 0.029 |
| C <sup>4+</sup>                | 0.062 | 0.050 | 0.097 | 0.062 | 0.058 | 0.054 | 0.049 | 0.129 | 0.089 | 0.119 | 0.246 | 0.078 | 0.038 | 0.100 |
| Si <sup>4+</sup>               | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.022 | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   |
| Subtot.                        | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al <sup>3+</sup>               | 2.929 | 2.967 | 2.888 | 2.895 | 2.884 | 2.874 | 2.923 | 2.906 | 2.888 | 2.876 | 2.646 | 2.937 | 2.976 | 2.989 |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.037 | 0.025 | 0.033 | 0.032 | 0.095 | 0.094 | 0.024 | 0.058 | 0.066 | 0.091 | 0.394 | 0.040 | 0.039 | 0.042 |
| La <sup>3+</sup>               | 0.075 | 0.074 | 0.084 | 0.085 | 0.106 | 0.101 | 0.104 | 0.141 | 0.130 | 0.121 | 0.107 | 0.125 | 0.122 | 0.130 |
| Ce <sup>3+</sup>               | 0.148 | 0.139 | 0.154 | 0.165 | 0.160 | 0.168 | 0.193 | 0.190 | 0.187 | 0.196 | 0.178 | 0.201 | 0.207 | 0.208 |
| Pr <sup>3+</sup>               | 0.013 | 0.012 | 0.016 | 0.016 | 0.013 | 0.014 | 0.016 | 0.013 | 0.012 | 0.014 | 0.010 | 0.012 | 0.018 | 0.018 |
| Nd <sup>3+</sup>               | 0.042 | 0.045 | 0.042 | 0.048 | 0.040 | 0.040 | 0.059 | 0.027 | 0.041 | 0.047 | 0.049 | 0.039 | 0.045 | 0.046 |
| Sm <sup>3+</sup>               | 0.003 | 0.007 | 0.007 | 0.006 | bdl   | 0.006 | 0.004 | bdl   | bdl   | 0.008 | 0.004 | 0.007 | 0.006 | 0.006 |
| Eu <sup>3+</sup>               | bdl   | 0.004 | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.007 | bdl   | bdl   | bdl   | 0.005 | bdl   | bdl   | bdl   |
| Gd <sup>3+</sup>               | bdl   | 0.002 | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.004 | bdl   | bdl   | bdl   | 0.006 | 0.004 | 0.004 | bdl   |
| Mg <sup>2+</sup>               | bdl   | bdl   | 0.018 | 0.014 | bdl   | bdl   | bdl   | 0.026 | 0.022 | bdl   | 0.011 | bdl   | bdl   | bdl   |
| Ca <sup>2+</sup>               | 0.129 | 0.131 | 0.124 | 0.127 | 0.156 | 0.144 | 0.115 | 0.155 | 0.165 | 0.157 | 0.142 | 0.118 | 0.122 | 0.118 |
| Sr <sup>2+</sup>               | 0.595 | 0.562 | 0.579 | 0.594 | 0.492 | 0.511 | 0.533 | 0.451 | 0.440 | 0.451 | 0.414 | 0.473 | 0.449 | 0.429 |
| Ba <sup>2+</sup>               | 0.009 | 0.007 | bdl   | 0.006 | 0.006 | 0.007 | 0.007 | 0.012 | 0.008 | 0.006 | 0.008 | bdl   | 0.003 | bdl   |
| Na <sup>+</sup>                | bdl   | bdl   | 0.030 | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | bdl   | 0.032 | bdl   | bdl   |
| K <sup>+</sup>                 | 0.019 | 0.024 | 0.024 | 0.013 | 0.047 | 0.041 | 0.011 | 0.021 | 0.039 | 0.032 | 0.026 | 0.013 | 0.010 | 0.014 |
| Subtot.                        | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| H <sup>+</sup>                 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 |
| Cra                            | 12.7  | 13.3  | 12.3  | 12.1  | 16.0  | 14.5  | 11.0  | 15.6  | 16.8  | 15.7  | 15.4  | 12.0  | 12.5  | 12.4  |
| Goy                            | 58.7  | 57.0  | 57.6  | 56.7  | 50.6  | 51.6  | 51.1  | 45.6  | 44.7  | 45.1  | 44.8  | 48.3  | 46.0  | 44.9  |
| Gor                            | 0.9   | 0.7   | 0.0   | 0.6   | 0.6   | 0.7   | 0.6   | 1.2   | 0.9   | 0.6   | 0.9   | 0.0   | 0.3   | 0.0   |
| Flo-REE                        | 27.7  | 28.9  | 30.1  | 30.6  | 32.8  | 33.2  | 37.2  | 37.5  | 37.6  | 38.6  | 38.9  | 39.6  | 41.2  | 42.7  |
| Celkem                         | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.0 |
| La/Sm                          | 12.8  | 5.85  | 6.54  | 8.22  | >21.4 | 9.81  | 14.0  | >28.6 | >26.2 | 8.49  | 15.7  | 10.5  | 12.7  | 13.1  |
| Ce/Ce*                         | 1.14  | 1.11  | 1.02  | 1.08  | 1.02  | 1.08  | 1.14  | 1.05  | 1.12  | 1.16  | 1.28  | 1.27  | 1.07  | 1.05  |
| Eu/Eu*                         | na    | 2.98  | na    | na    | na    | na    | 5.02  | na    | na    | na    | 3.21  | <1.92 | <2.23 | na    |



známé v okolí Kolína (např. Vrána 2008). Absenci grosulárem bohatých granátů by snad bylo možné zdůvodnit jejich nízkou stabilitou během diagenese, jak dovozují některé zahraniční studie (např. Morton, Hallsworth 2007), toto vysvětlení však neobstojí jako příčina absence granátů bohatých pyropovou složkou, které jsou vůči rozpouštění odolnější než almandiny (Hršelová et al. 2021). Zdá se tedy pravděpodobnější, že litologicky pestré horninové sekvence plaňanské a kouřimské skupiny kutnohorského krystalinika v době sedimentace námi studovaných permských uloženin nebyly odkryty natolik, aby byly přístupné erozi (srov. též Martínek, Štolfová 2009).

Chemické složení detritických turmalínů z Tismic (obr. 5) je zčásti obdobné turmalínům z leukosomu migmatitů malínské skupiny kutnohorského krystalinika, uváděným v práci Vrány et al. (2009) a odpovídajícím *oxy-dravitu*. Turmalíny z Tismic jsou však chemicky více variabilní, je proto možné, že byly derivovány z více zdrojů.

Přítomnost facetovaných granátů v sedimentech u Tismic (obr. 3) nasvědčuje významnému diagenetickému rozpouštění povrchu klastů tohoto minerálu (Borg 1986; Salvinio, Velbel 1989; Jirásek et al. 2016; Hršelová et al. 2021). V rámci ČR byly zcela obdobné pokročilé rozpouštěcí mikrotextury povrchu granátů popsány z karbonických sedimentů Hornoslezské pánve (Jirásek et al. 2016) a z bazálních (karbonických) sedimentů boskovické brázd (Hršelová et al. 2021). Intenzita diagenetické koroze granátů mj. závisí na chemickém složení působících fluid, jejich mobilitě, teplotě a době, po kterou byly granáty leptajícím roztokům vystaveny (Morton, Hallsworth 2007). Pokud jde o složení fluid působících korozi granátů, v literatuře jsou zmiňovány vysokosalinní vodné roztoky, či roztoky obohacené o organické kyseliny uvolněné při diagenезi uhelné hmoty (Hansley, Briggs 1994; Hršelová et al. 2021). Vyloučit nelze ani alkalické roztoky, jak indikuje často pozorované zatlačování detritických granátů v sedimentech kalcitovým tmelem (např. Hršelová et al. 2021; Dolníček et al. 2021a).

Pozoruhodným jevem jsou pokročilé alterace ilmenitu, postihující téměř všechna jeho zrna a produkující nestechiometrické směsné Fe-Ti oxidy a v konečné fázi TiO<sub>2</sub> minerál (obr. 2). Autorům tohoto pojednání není známo ani z autopsie, ani z literatury, že by byl podobný jev v daném rozsahu znám z „primárních“ výskytů ilmenitu v okolních krystalinických geologických jednotkách. Nelze tedy vyloučit možnost, že by tato alterace ilmenitu mohla být rovněž důsledkem naložených diagenetických procesů. Tuto myšlenku podporuje i výskyt porézniích obalových pseudomorfoz (obr. 2d), u nichž se nedá předpokládat, že by překaly zvětrávání i následný transport do sedimentárního bazénu.

## Závěr

V příspěvku jsou prezentovány výsledky studia minerálního složení těžkého podílu vyrýžovaného z rozpadlých permských arkóz/pískovců na lokalitě Tismic v severní části blanické brázd. Dále bylo analyzováno i chemické složení vybraných minerálních fází na elektro-nové mikrosondě. Převažující minerální fází je v těžkém podílu ilmenit, který je značně alterován na TiO<sub>2</sub> fází a/ nebo neidentifikované nestechiometrické Fe-Ti (hydro) oxidy. Podstatně méně zastoupenými fázemi jsou granát, turmalín, apatit a baryt. Granát (s typicky naleptaným „drúzovitým“ povrchem) patří výhradně almandinu (Alm<sub>45-91</sub>Prp<sub>4-27</sub>Sps<sub>1-32</sub>Grs<sub>0-17</sub>Adr<sub>0-5</sub>). Turmalín je z pohledu

chemického složení značně variabilní, převažuje však *oxy-dravit*. Akcesorickými fázemi jsou biotit, REE-bohatý goyazit (Goy<sub>45-59</sub>Flo<sub>29-43</sub>Cra<sub>11-17</sub>Gor<sub>0-1</sub>), zirkon, pyrit, *li-monit*, gahnit (Ghn<sub>57-68</sub>Hrc<sub>21-32</sub>Spl<sub>7-10</sub>Mgt<sub>1-2</sub>Gal<sub>1</sub>), staurolit, xenotim a monazit. Baryt a goyazit vznikly pravděpodobně až během diagenese hostitelských sedimentů nebo ještě později během hydrotermální aktivity na puklinách a zlomech. Detritické granáty a turmalíny pocházejí pravděpodobně z granulitů, svorů a migmatitů malínské skupiny kutnohorského krystalinika. Amfibolity a serpentinity, které se hojně vyskytují v partiích kutnohorského krystalinika bezprostředně sousedících s permskými sedimenty, kupodivu nebyly zdrojem detritických granátů. Tyto oblasti patrně nebyly během sedimentace námi studovaných permských uloženin odkryté a přístupné erozi. Instruktivně naleptané povrchy granátových klastů a také penetrativní alterace ilmenitů jsou důsledkem diagenetických procesů působících v hostitelských sedimentech.

## Poděkování

Autoři děkují L. Váchové za pořízení SE snímků zrn granátů. Studium granátů bylo provedeno za finanční podpory Ministerstva vnitra ČR v rámci projektu VI20192022148 (Komplexní instrumentální metodika pro charakterizaci vybraných minerálních fází s vazbou na konkrétní geografický původ), výzkum ostatních minerálních fází byl realizován za finanční podpory Ministerstva kultury ČR v rámci institucionálního financování dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumné organizace Národního muzea (DKRVO 2019-2023/1.II.c. 00023272). Kolegům P. Hršelové a M. Fišerovi děkujeme za vstřícné recenzní posouzení rukopisu.

## Literatura

- ANDERS E, GREVESSE N (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta* 53: 197-214
- BORG G (1986) Faceted garnets formed by etching. Examples from sandstones of Late Triassic age, South Germany. *Sedimentology* 33: 141-146
- DEER WA, HOWIE RA, ZUSSMAN J (2001) Rock-forming minerals, Vol. 4A, Framework Silicates: Feldspars. 2<sup>nd</sup> ed. The Geological Society, London
- DOLNÍČEK Z, KREJČI KOTLÁNOVÁ M, KOUTNÁK R (2021a) Vliv diagenetických procesů na asociaci těžkých minerálů v pískovcích z lokality Slivotín (žďánická jednotka, flyšové pásmo Vnějších Západních Karpat, Česká republika). *Bull Mineral Petrolog* 29(1): 27-40
- DOLNÍČEK Z, PROFANTOVÁ N, ULMANOVÁ J (2021b) Cu(-Ag) mineralizace z Tismic u Českého Brodu (perm blanické brázd, Česká republika). *Bull Mineral Petrolog* 29(2): 197-203
- HANSLEY PL, BRIGGS PH (1994) Garnet dissolution in oxalic acid: a possible analog for natural etching of garnet by dissolved organic matter. *U.S. Geol Surv Bull* 2106: 1-14
- HOLUB V (1972) The Permian of the Bohemian Massif. In Falke H (ed): *Rotliegend; Essays on European lower Permian*. E. J. Brill, Leiden: 137-188
- HRŠELOVÁ P, HOUZAR S, ŠTELCL J (2021) Korodované granáty v asociaci těžkých minerálů balinských slepenců: jejich morfologie a chemické složení (svrchní karbon, boskovická brázda). *Acta Mus Moraviae, Sci geol* 106(1): 35-50

- CHLUPÁČ I, BRZBOHATÝ R, KOVANDA J, STRÁNIK Z (2002) Geologická minulost České republiky. Academia Praha
- JAROŠ J (1961) Geologický vývoj jižní části Boskovické brázdy. Pr Brněn základ ČSAV 33, seš. 12, spis 425: 545-569
- JIRÁSEK J, MATÝSEK D, OSOVSKÝ M, SIVEK M (2016) Polohy bohaté almandinem v klastických sedimentech sedimentových vrstev (česká část hornoslezské pánve). Bull Mineral-petrolog odd Nár muz 24(2): 205-216
- KACHLÍK V (1999) Relationship between Moldanubicum, the Kutná Hora Crystalline Unit and Bohemium (Central Bohemia, Czech Republic): A result of the poly-phase Variscan nappe tectonics. J Czech Geol Soc 44(3-4): 201-291
- KOTLÁNOVÁ M, DOLNÍČEK Z, KAPUSTA J (2016) Minerály vzácných zemin na hydrotermálních polymetalických žilách z historického ložiska Zlatý důl u Hluboček – Mariánského Údolí (kulm Nížkého Jeseníku). Bull mineral-petrolog Odd Nár Muz (Praha) 24(1): 70-79
- LEE SG, LEE DH, KIM Y, CHAE BG, KIM WY, WOO NC (2003) Rare earth elements as indicators of groundwater environment changes in a fractured rock system: evidence from fracture-filling calcite. Appl Geoch 18: 135-143
- MALÝ L, UHROVÁ J (1962) O slepencových souvrstvích v permokarbonu boskovické brázdy v rosicko-oslavanské pánvi. Čas Mor muz, Vědy přír 47: 53-58
- MALÝ L, UHROVÁ J (1985) K paleogeografii permokarbonu jižní části boskovické brázdy. Čas Mor muz, Vědy přír 70: 55-60
- MARTÍNEK K, ŠTOLFOVÁ K (2009) Provenance study of Permian non-marine sandstones and conglomerates of the Krkonoše Piedmont Basin (Czech Republic): exotic marine limestone pebbles, heavy minerals and garnet composition. Bull Geosci 84(3): 555-568
- MCLENNAN SM (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. Rev Mineral 21: 169-200
- MCMANUS J, BERELSON WM, KLINKHAMMER GP, JOHNSON KS, COALE KH, ANDERSON RF, KUMAR N, BURDIGE DJ, HAMMOND DR, BRUMSACK HJ, MCCORKLE DC, RUSHDI AL, (1998) Geochemistry of barium in marine sediments: implications for its use as a paleoproxy. Geochim Cosmochim Acta 62: 3453-3473
- MORTON AC, HALLSWORTH CR (2007) Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis. In: Mange MA, Wright DT (Eds): Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology 58: 215-245. Elsevier, Amsterdam
- NEHYBA S, ROETZEL R, MAŠTERA L (2012) Provenance analysis of the Permo–Carboniferous fluvial sandstones of the southern part of the Boskovice Basin and the Zobing Area (Czech Republic, Austria): implications for paleogeographical reconstructions of the Post-Variscan collapse basins. Geol Carpath 63(5): 365-382
- NOVÁK F, JANSÁ J, PRACHAŘ I (1989) Florencit-(Ce) ze Suché Rudné v Jeseníkách. Věst Ústř Úst geol 64: 163-171
- PAULIŠ P (2021) Nový přehled minerálů České republiky a jejich lokalit, část 2. Karbonáty, boráty, sulfáty, fosfáty, arsenáty, silikáty. 3. vyd. Kutná Hora
- PAULIŠ P, DOLNÍČEK Z, GRAMBLIČKA R, POUR O (2020) Neobvyklá žilná Cu-Zn-Ag-Pb-As-Sb-Se-Sn-Bi mineralizace z Jedové jámy u Vejprtu v Krušných horách (Česká republika). Bull Mineral Petrolog 28(2): 385-405
- PEŠEK J, HOLUB V, JAROŠ J, MALÝ L, MARTÍNEK K, PROUZA V, SPUDIL J, TÁSLER R (2001) Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. Český geologický ústav, Praha, 243 p.
- PIVEC E, CHRT J, BOUŠKA J (1964) Zpráva o výzkumu ložisek polymetalických rud mezi Stříbrnou Skalicí a Českým Brodem. Zpr geol Výzk v r 1963: 134-136
- POUCHOU JL, PICOIR F (1985) "PAP" (φPZ) procedure for improved quantitative microanalysis. In: ARMSTRONG JT (ed.) Microbeam Analysis: 104-106. San Francisco Press, San Francisco
- ROST R (1956) Těžké minerály. Nakladatelství ČSAV Praha
- SALVINO JF, VELBEL MA (1989) Faceted garnets from sandstones of the Munising Formation (Cambrian), northern Michigan: petrographic evidence for their origin by intrastratal dissolution. Sedimentology 36: 371-379
- SCHARM B, SCHARMOVÁ M, KUNDRÁT M (1994) Crandallite group minerals in the uranium ore district of Northern Bohemia (Czech Republic). Věst Čes Geol Úst 69(1): 79-85
- ŠTĚDRÁ V, NAHODILOVÁ R (2009) High-pressure metabasic rocks from the Kutná Hora Complex: geological position and petrology of exotic lithologies along the segmented Moldanubian margin, Bohemian Massif. J Geosci 54: 135-157
- VRÁNA S (2008) Mineral inclusions in pyrope from garnet peridotites, Kolín area, central Czech Republic. J Geosci 53: 17-30
- VRÁNA S, ŠTĚDRÁ V, NAHODILOVÁ R (2009) Geochemistry and petrology of high-pressure kyanite–garnet–albite–K-feldspar felsic gneisses and granulites from the Kutná Hora Complex, Bohemian Massif. J Geosci 54: 159-179