

# Listvenit s výskytem minerálu gersdorffit-kobaltinové řady v lomu Dřínová u Tišnova (Morava)

The occurrence of listvenite with gersdorffite-cobaltite solid solution in the Dřínová quarry near Tišnov (Moravia)

Pavla Hršelová<sup>1</sup> ✉, Jiří Toman<sup>1</sup>, David Buriánek<sup>2</sup>, Dalibor Všianský<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37, Brno, Česká republika

<sup>2</sup> Česká geologická služba, pobočka Brno, Leitnerova 22, 602 00 Brno, Česká republika

<sup>3</sup> Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika

## Key words:

Moravicum, gersdorffite, listvenite, Cr-illite, hydrothermal mineralization

✉ phrselova@mzm.cz

## Editor:

Zdeněk Losos

## Abstract

Chromian illite-magnesite-dolomite-quartz rock (listvenite-like) containing Ni-Co mineralization was found in the Svatka orthogneisses from the Dřínová quarry. The main rock-forming minerals are Fe-rich magnesite, Fe-rich dolomite, Cr-illite and quartz, less frequently calcite. Accessory minerals include chromite (with 0.841–0.886 apfu Fe<sup>2+</sup> and 1.642–1.742 apfu Cr), gersdorffite-cobaltite (Ni<sub>0.45-0.92</sub>Fe<sub>0.01-0.34</sub>Co<sub>0.01-0.34</sub>As<sub>0.83-1.02</sub>Sb<sub>0.00-0.03</sub>S<sub>1</sub>), sulfides (pyrite, sphalerite), and apatite. The illite from the Dřínová quarry contains up to 3 wt. % of Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Presence of the Cr-illite, accessory chromite, and Ni-Co sulfoarsenides represents origin from ultrabasic protolith, reflecting transformation to phyllosilicate-carbonate-quartz listvenite.

## Úvod

V činném lomu Dřínová byly v posledních letech opakovaně nalezeny ve spodní etáži polohy maskově vyhlížejících, světle zelených, slídnatých hornin. Při bližším studiu se ukázalo, že se jedná o horninu tvořenou zelenými fylsilikáty se zvýšeným obsahem Cr, křemenem a Fe-Mg karbonáty svým mineralogickým složením odpovídající listvenitu. Z akcesorických minerálů byla zjištěna kromě četného chromitu či běžných sulfidů (pyritu a sfaleritu) i přítomnost z této lokality dosud neznámého sulfoarsenidu gersdorffit-kobaltinové řady. Obdobné horniny zelené barvy se také vyskytují ve svrchních partiích lomu na hranici vápenců a morávního nasunutí.

Pojem listvenit s. s. bývá používán pro původně ultrabazické horniny ofiolitových komplexů silně postižené metasomatickými přeměnami (karbonatizace, silicifikace). Listvenitizace ultrabazických hornin bývá řazena ke středně teplotním (mesothermal) procesům okolo 300 °C a tlakům 100–300 MPa. Tělesa listvenitů bývají často spjata s ložisky kovů, především zlata. Známé jsou i případy využití těchto hornin jako dekoračních či drahých kamenů (Halls a Zhao, 1995; Ferenc et al. 2016). V současné době je pojem listvenit používán i v širším slova smyslu pro řadu typů karbonátových hornin s různou asociací fylsilikátů, např. serpentín-karbonátové horniny, serpentín-karbonát-mastek, mastek-karbonát, mastek-karbonát-chlorit, křemen-karbonát, chlorit-křemen-karbonát a další. Listvenity bývají tvořeny zelenou chromovou slídou fuchsitem, křemenem a karbonáty (hlavně dolomitem a magnezitem), mastkem, chloritem, flogopitem a lizarditem-serpentinem. Přičemž modální zastoupení jednotlivých minerálních fází se může měnit. Hojně se v nich vyskytuje pyrit, akcesoricky

## Doporučená citace článku:

Hršelová, P., Toman, J., Buriánek, D., Všianský, D. (2024). Listvenit s výskytem minerálu gersdorffit-kobaltinové řady v lomu Dřínová u Tišnova (Morava). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 31, 1–2, 13–23.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2024-38048>

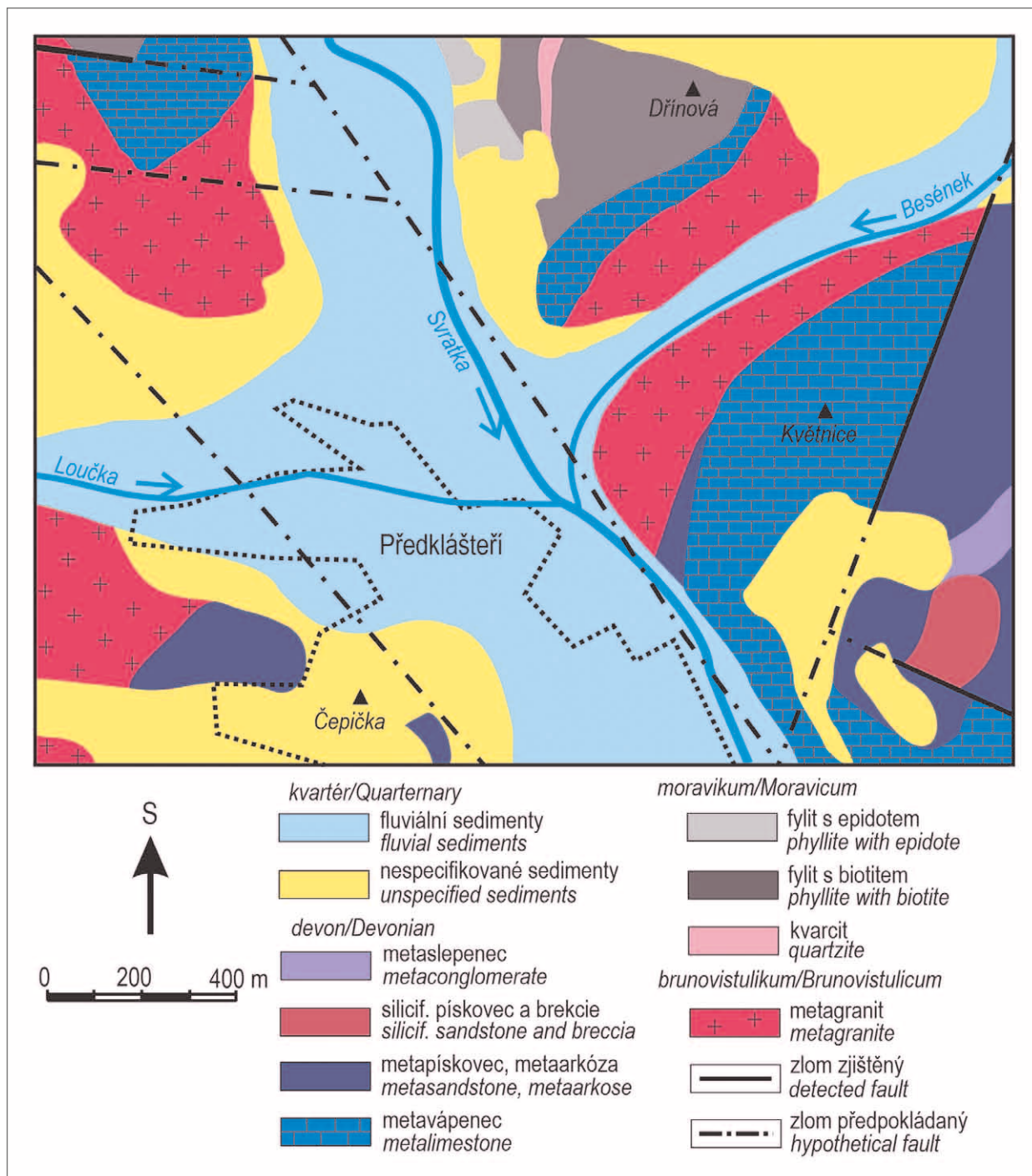
pak sulfidy Ni-Co-Fe, chalkopyrit, hematit, magnetit a Cr-spinel (Hreus 2019; Halls a Zhao 1995; Belogub et al. 2017; Mederski et al. 2021). Fuchsit může být částečně, nebo zcela nahrazen chromem bohatými minerály muskovit-illitové řady (např. Gahlan et al. 2022). V tomto článku používáme termín listvenit k označení horniny složené hlavně z Fe-bohatého magnesitu, Fe-bohatého dolomitu, illitu s obsahem chromu a křemene.

**Pozice lokality a geologická stavba**

Lom se nachází cca 2 km sz. od Tišnova na jižním svahu kóty Dřínová (379 m n. m.). I přes to, že se jedná

o geologicky i mineralogicky zajímavou a vyhledávanou lokalitu, existuje o něm minimum publikovaných zpráv (Dolníček a Buriánek 1997; Melichar et al. 2019). Lom byl původně otevřen ve slabě metamorfovaných devonských vápencích. V průběhu těžby však byly odkryty nadložní fylity i podložní slabě metamorfované granitoidy až diority. Popisovaný lom odkryl kontakt tří důležitých geologických jednotek, které jsou řazeny do svratecké klenby moravika a brunovistulika (Jaroš a Mísař 1976): (1) Nejspodnější jednotkou je svratecký masiv (tišnovské brunidy), který náleží k brunovistuliku. (2) V nadloží je paleozoický sedimentární pokryv brunovistulika označovaný

Krystalinikum



Obr. 1: Geologická situace studované lokality.  
Fig. 1: Geological situation of the studied locality.

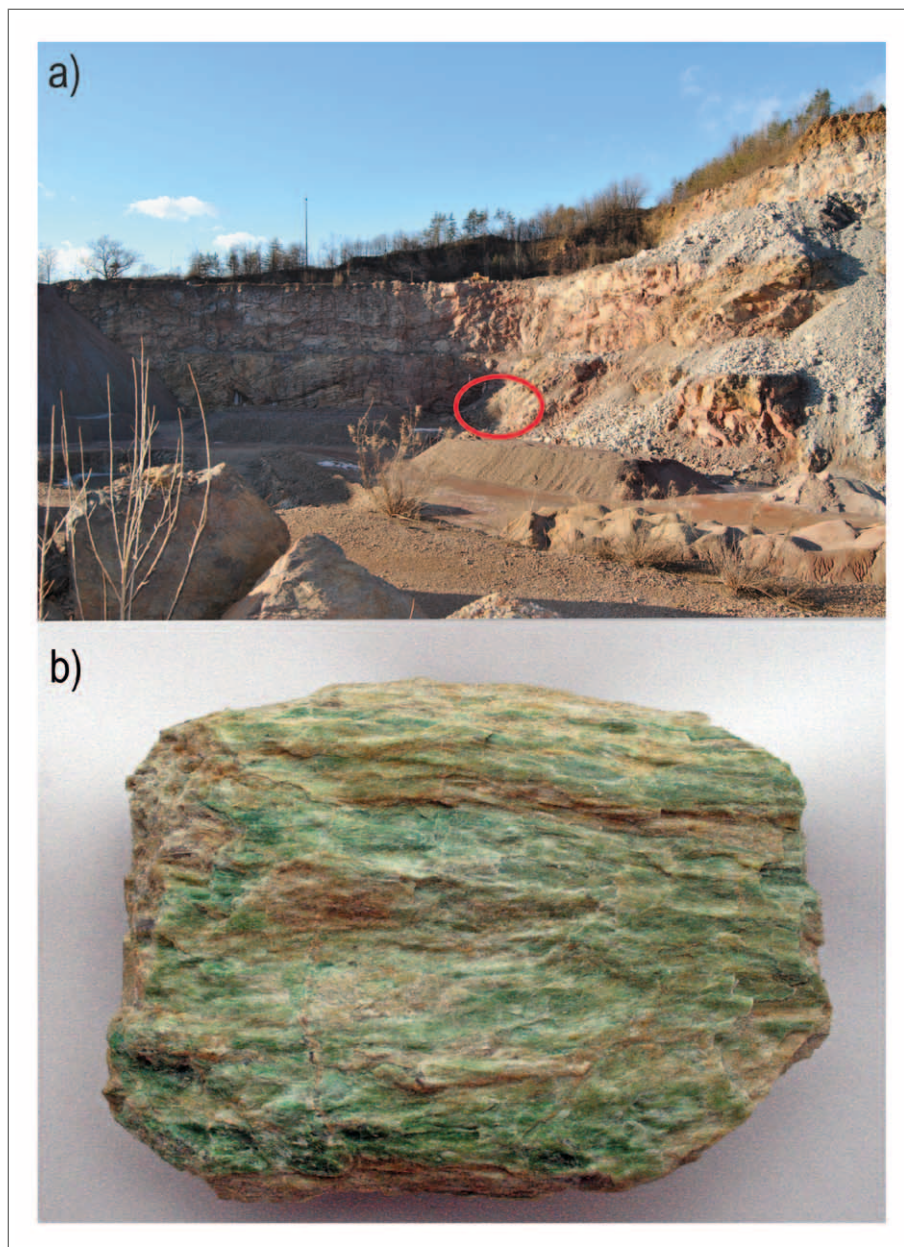


jako tišnovský vývoj, který je v lomu reprezentován slabě metamorfovanými devonskými vápenci, (3) v horní části lomu vystupují fylity náležící do skupiny Bílého potoka, která představuje nejspodnější člen moravika (obr. 1). Moravikum je reprezentováno třemi jednotkami (od podloží k nadloží skupiny Bílého potoka, bítešská, vranovsko-olešnická). Morávní příkrov o celkové mocnosti 3–4 km je nasunut na tišnovské brunidy podél dřínovského nasunutí (Jaroš a Mísař 1974).

V současné době je lom stále aktivní a produkuje drcené kamenivo. Dominantní horninou masivu je silně mylonitizovaný biotitický až amfibol-biotitický metagranodiorit. Lokálně jsou přítomny enklávy amfibol-biotitického dioritu a intenzivně deformované aplitové žíly. Všechny zmíněné horniny jsou postiženy sekundárními alteracemi (sericitizace, chloritizace, hematitizace). Zirkony z biotitického metagranitu svrateckého masivu byly datovány pomocí LA ICP-MS na  $634 \pm 6$  Ma (Soejono et al. 2017).

Na tišnovské brunidy nasedají devonské vápence. Tento styk je tektonicky modifikován a horniny jsou podél něj často kataklazovány. Vápence jsou postiženy slabou variskou metamorfózou, která se projevila drcením a rekrystalizací (Cháb a Suk 1977). Jemnozrná granoblastická stavba a nedostatek fosilních zbytků indikuje polyfázovou deformaci a rekrystalizaci za teplot pod  $300^\circ\text{C}$  (např. Špaček 2001). Slabě metamorfované vápence jsou většinou šedomodré až šedorůžové, při bázi obsahují až několik dm mocné polohy bohaté grafitem. Devonská bazální klastika, která jsou v jiných částech tišnovského vývoje hojná, zde zcela chybí, což můžeme považovat za důkaz tektonického odtržení od podložního brunovistulika (Melichar et al. 2019).

V severozápadní části lomu převládají horniny skupina Bílého potoka. Tato jednotka se skládá ze slabě metamorfovaných sedimentárních a vulkanických hornin. Dominantními horninami jsou sericitické až



Obr. 2: a) Báze lomu s vyznačeným místem výskytu studovaných hornin, b) studovaná hornina, šíře záběru 14 cm.

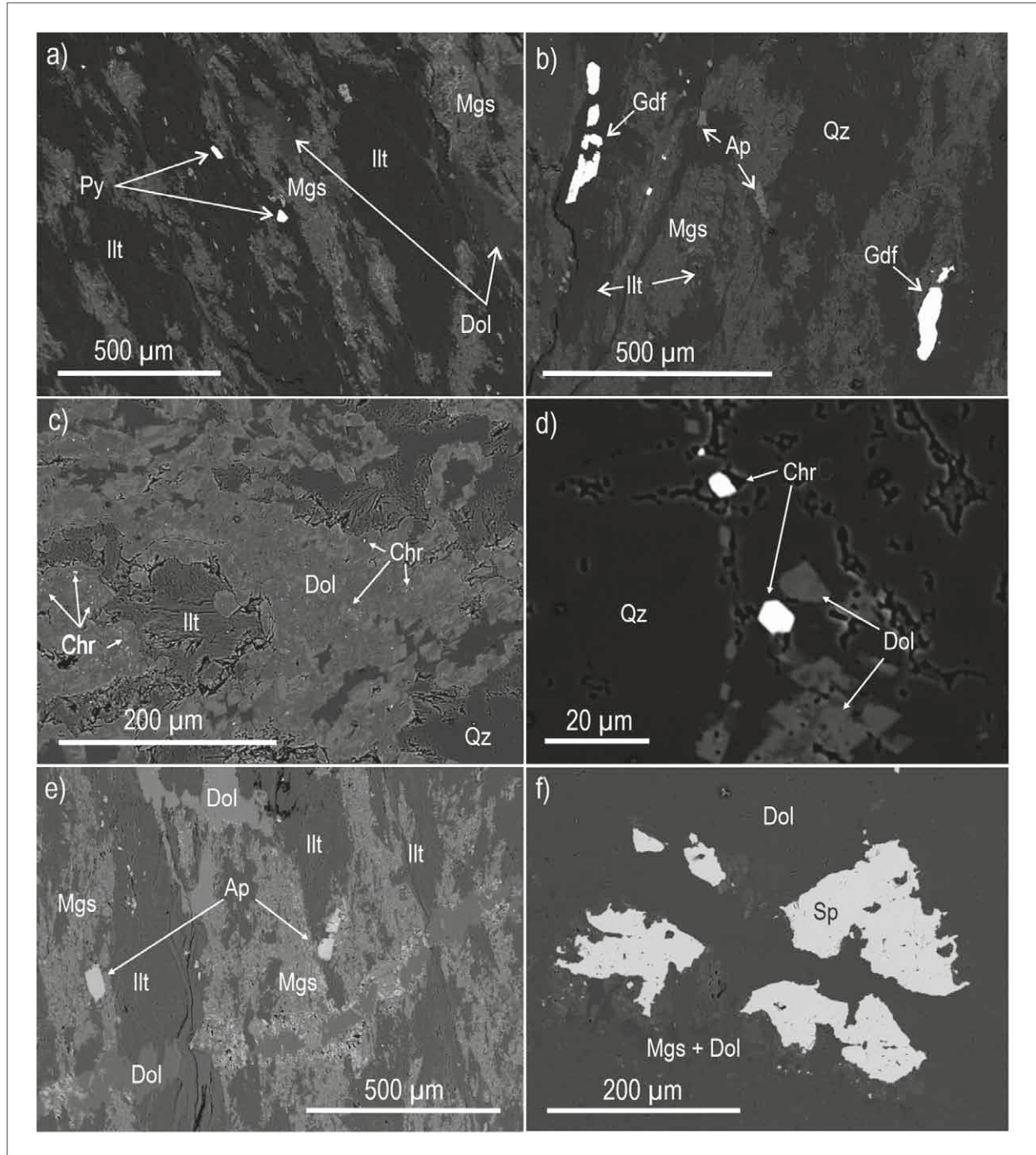
Fig. 2: a) The base of the quarry, the location of the studied rocks marked, b) studied rock, field of view 14 cm.

chlorit-sericitické fylity (původně patrně rytmické střídání pískovců a břidlic) s grafitickými polohami. Místo se pak vyskytují polohy chloritických fylitů až zelených břidlic (původně patrně vulkanity a jejich tufy).

Kontakt fylitů s podložními vápenci leží na dřínovském nasunutí (Jaroš a Mísař 1976). Tento násun vznikl v průběhu středního až svrchního karbonu, ale byl následně modifikován extenzí tektonikou, která se začala vyvíjet ve svrchním karbonu (Melichar et al. 2019). Foliační plochy upadají v horninách brunovistulika mírně k JZ a v devonských vápencích a fylitech k Z–SZ. Foliační plochy upadající k JZ jsou interpretovány jako důsledek variské násunové tektoniky a řada zlomů nese známky mesozoické reaktivace (Melichar et al. 2019).

Během pozdně variské extenzní etapy vzniklo několik typů hydrotermálních mineralizací. Především ve fylitech se vzácně vyskytují dolomitové žíly (složené z Fe-dolomitu a Mg-ankeritu se stopami galenitu a sfaleritu) (Dolníček a Buriánek 1997; Dolníček 2000). V nižších patrech lomu jsou hojné hydrotermální žíly o mocnosti až 0,5 m, převážně subvertikálně orientované (sklon

v rozmezí 75–90°) SZ–JV. Okolí žil bývá postiženo slabou hydrotermální alterací (silicifikací). Tyto žíly obsahují dvě mineralizační etapy (Dolníček a Buriánek 1997): (1) Starší, výšeteplotnější fáze obsahuje asociaci kalcit-baryt-fluorit s malým množstvím sulfidů (chalkopyrit, galenit, pyrit). Hlavními složkami jsou bílý až růžový hrubozrnný baryt, bílý až hnědý kalcit, lokálně i žlutý fluorit, případně také



Obr. 3: BSE obrázky a) drobná zrna pyritu v usměrněné magnetit-dolomit-illitové matrix; b) protáhlá zrna gersdorffitu a apatitu obklopená křemen-magnetit-illitovou matrix; c) drobná zrna chromitu v dolomitu; d) subhedrální zrna chromitu v křemen-dolomitové matrix, e) zrna apatitu v dolomit-illit-magnetitové matrix, kterou proráží mladší dolomitická žilka, f) sfalerit v dolomitu (dolomit+magnetitu).

Fig. 3: BSE images a) small pyrite grains in a foliated magnesite-dolomite-illite matrix; b) elongated gersdorffite and apatite grains surrounded by quartz-magnesite-illite matrix; c) small chromite grains in dolomite; d) subhedral chromite grains in quartz-dolomite matrix, e) apatite grains in dolomite-illite-magnesite matrix, which is cut by a younger dolomite vein, f) sphalerite in dolomite (dolomite+magnesite).



křemen. (2) Na mnohých žilách došlo po krystalizaci první fáze k drčení žilné výplně, které bylo místy spojeno i s tlakovým rozpouštěním kalcitu. Drčením byly postiženy hlavně centrální části žil, které byly novými hydrotermálními roztoky také korodovány. Takto vzniklé dutiny pokrývá vrstvička goethitu a křemene. Po těchto dvou minerálech následovala krystalizace kalcitu a aragonitu. Paleomagnetické datování vzorků obsahujících hematit prokázalo stáří svrchní perm až spodní trias pro barytovou mineralizaci (Dolníček 2004). Nízké teploty homogenizace (< 50 °C až cca 120 °C), variabilní salinity (0–24 hm. % NaCl ekv.), nízké poměry Cl/Br a nízké hodnoty  $\delta^{18}\text{O}$  (-10 až +2 ‰ SMOW) pro většinu studovaných hydrotermálních roztoků (Ca-Na-Cl) jsou důkazem, že vznikly míšením meteorických vod a sedimentární solanek (Dolníček 2000, 2004).

Při rekognoscaci lokality v roce 2021 byly ve spodních partiích lomu nalezeny hydrotermálně alterované zóny zeleně zbarvených hornin vázané na rozhraní hornin brunovistulika a devonských vápenců. Jejich výskyt byl omezený pouze na levou část čelní stěny při dnešní bázi lomu (obr. 2a). Hornina se velmi snadno štípe v podobě břidličnatých fragmentů, s výrazně zeleně zbarvenou mineralizací na plochách foliace (obr. 2b). Jednotlivé minerály jsou makroskopicky nerozlišitelné. V mikroskopu je struktura celistvá až vláknitá, často jsou minerály silně lineárně deformované (obr. 3).

## Metodika

### Elektronová mikroanalýza

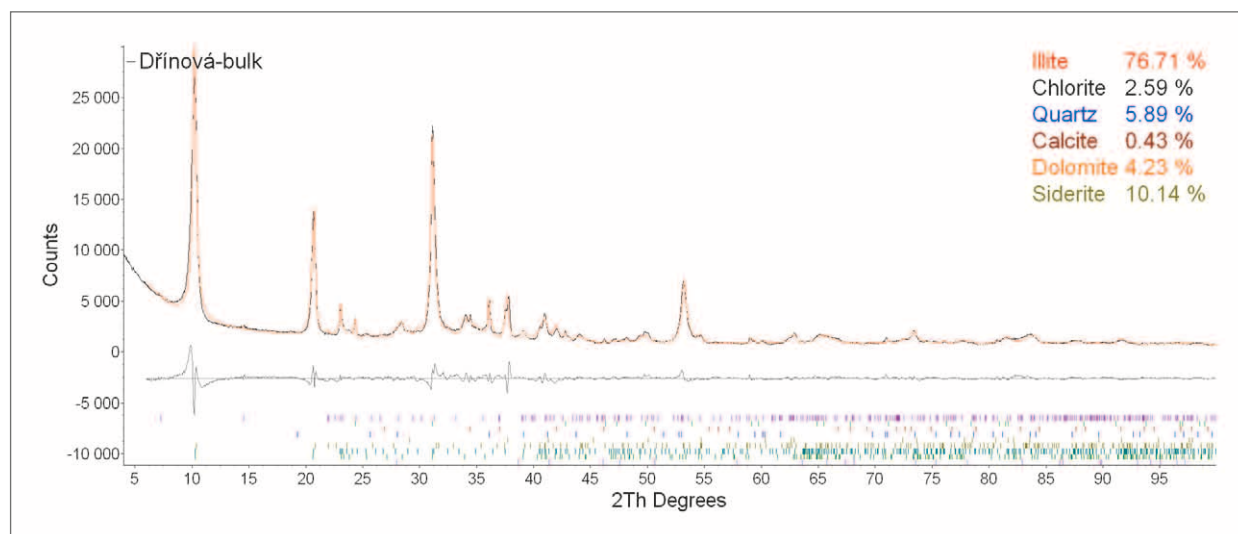
Studium chemismu minerálů bylo realizováno na společném pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy ÚGV PřF MU a ČGS v Brně (analytik J. Haifler) za použití přístroje Cameca SX 100. Měření probíhalo za použití vlnově disperzního módu, urychlovacího napětí 15 keV, proudu svazku 10 nA, šířce svazku 5  $\mu\text{m}$  pro illit; 15 keV, 4 nA, 3 a 6  $\mu\text{m}$  pro karbonáty; 20 nA a 2  $\mu\text{m}$

pro chromit; 25 keV, 10 nA, 2  $\mu\text{m}$  pro gersdorffit a sfalerit a 15 keV, proudu svazku 10 nA, šířce svazku 8  $\mu\text{m}$  pro apatit. Jako standardy byly použity přírodní a syntetické fáze; pro illit: Na – albit, Si, Al, Fe – almandin, Mg – pyrop, Cr – chromit, Ti – titanit, Ca – wollastonit, K – sanidin, Mn – spessartin, F – topaz, Cl – vanadinit, Ni –  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$ , Zn – gahnit, Sr –  $\text{SrSO}_4$ , Ba – baryt, V –  $\text{ScVO}_4$ ; pro karbonáty: Na – albit, Mg – olivín, Ba – baryt, Ca – fluorapatit, K – sanidin, Fe – hematit, Mn – spessartin, F – topaz, Ni –  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$ , Zn – gahnit, Sr –  $\text{SrSO}_4$ ; pro gersdorffit: Ni, As – pararammelsbergit, Co – Co, Fe –  $\text{FeS}_2$ , Cu, S – chalkopyrit, Zn – ZnS, Se, Pb – PbSe, Ag – Ag, Sb – Sb, Bi – Bi, Au – Au, Hg – HgTe; pro sulfidy: Zn – ZnS, Fe, S –  $\text{FeS}_2$ , Mn – Mn, Cu – chalkopyrit, Ni, As – pararammelsbergit, Co – Co, Se, Pb – PbSe, Ag – Ag, Sb – Sb, Bi – Bi, Cd – Cd, Sn – Sn, In – InAs, Mo – Mo; pro chromit: Al, Si, Fe – almandin, Mg –  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ , Ti – titanit, Cr – chromit, Ca – wollastonit, Mn –  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$ , V –  $\text{ScVO}_4$ , Zn – gahnit, Co – Co, Ni –  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$ ; pro apatit: Na – albit, As – lammerit, Y – YAG, Al – ortoklas, Si, Ca – wollastonit, Sr, S –  $\text{SrSO}_4$ , P – fluorapatit, Fe – almandin, Mn – spessartin, Pr –  $\text{PrPO}_4$ , Cl – vanadinit, La –  $\text{LaPO}_4$ , Ce –  $\text{CePO}_4$ , Nd –  $\text{NdPO}_4$ , Th –  $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ , Ti – anatas Hardangervida, F – topaz, Mg –  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ . Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985).

Obsahy měřených prvků, které nejsou uvedeny v tabulkách, byly pod mezí detekce přístroje. Hodnota apfu udává počet atomů na vzorcovou jednotku.

### XRD

Analyzovaný vzorek byl rozetřen na prášek pomocí achátové třecí misky. Rtg – difrakční (XRD) analýza byla provedena na aparatuře Panalytical X'Pert PRO MPD s Co – anodou ( $\lambda_{\text{Co}} = 0,17903 \text{ nm}$ ), RTMS detektorem (X'Celerator) a fixními divergenčními clonami při konvenční reflexní geometrii. Krok:  $0,033 \text{ } ^\circ 2\theta$ , čas na krok: 160 s, úhlová oblast:  $5\text{--}100 \text{ } ^\circ 2\theta$ , celková doba načítání



Obr. 4: Difraktogram s grafickým výsledkem vypřesnění Rietveldovou metodou; černá křivka = empirický sken, červená křivka = teoretický sken (výsledek fitování), šedá křivka = „rozdílový sken“ (empirický – teoretický sken).

Fig. 4: Diffractogram with graphical result of Rietveld refinement; black curve = empirical scan, red curve = theoretical scan (fitting result), gray curve = „difference scan“ (empirical – theoretical scan).

Tab. 1: Chemismus illitu. Hodnoty apfu byly vypočteny na  $O_{10}(OH, F)_2$ . b.d. – pod mezí stanovitelnosti.Tab. 1: Chemical composition of illite. Structural formulae were calculated by normalizing cation analyses to a theoretical structure containing  $O_{10}(OH, F)_2$ . b.d. – below detection limit.

|                                  | hm. % – wt. % |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|----------------------------------|---------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                  | 11            | 12     | 13     | 14     | 17     | 18     | 21     | 22     | 26     | 31     | 32     |
| SiO <sub>2</sub>                 | 51,39         | 52,39  | 51,12  | 51,12  | 51,95  | 52,78  | 54,91  | 53,34  | 54,68  | 53,43  | 52,86  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,02          | 0,04   | 0,04   | 0,05   | 0,05   | 0,04   | 0,01   | b.d.   | b.d.   | 0,03   | b.d.   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 32,59         | 32,84  | 33,14  | 33,29  | 33,45  | 33,30  | 27,28  | 28,65  | 28,98  | 27,73  | 27,76  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0,86          | 1,00   | 1,11   | 0,64   | 0,64   | 0,68   | 2,62   | 2,92   | 2,50   | 4,81   | 4,02   |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>    | 0,03          | 0,07   | 0,08   | 0,03   | 0,07   | 0,03   | 0,06   | b.d.   | b.d.   | 0,08   | 0,14   |
| NiO                              | b.d.          | b.d.   | b.d.   | b.d.   | 0,04   | 0,04   | b.d.   | 0,03   | 0,03   | b.d.   | b.d.   |
| FeO                              | 0,62          | 0,27   | 0,40   | 0,75   | 0,63   | 0,50   | 0,94   | 1,01   | 0,82   | 0,80   | 0,93   |
| MnO                              | b.d.          | b.d.   | b.d.   | b.d.   | 0,04   | 0,01   | 0,02   | b.d.   | b.d.   | 0,02   | 0,01   |
| MgO                              | 1,28          | 1,20   | 1,03   | 1,58   | 1,33   | 1,33   | 1,85   | 1,94   | 1,91   | 1,77   | 1,77   |
| CaO                              | 0,14          | 0,17   | 0,13   | 0,11   | 0,17   | 0,13   | 0,87   | 1,11   | 0,85   | 0,94   | 1,09   |
| ZnO                              | b.d.          | b.d.   | 0,12   | b.d.   | 0,09   | b.d.   | 0,12   | 0,16   | b.d.   | 0,17   | 0,16   |
| SrO                              | b.d.          | b.d.   | 0,21   | b.d.   | b.d.   | b.d.   | 0,02   | 0,04   | b.d.   | 0,06   | 0,02   |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,30          | 0,24   | 0,20   | 1,13   | 0,46   | 0,49   | 0,03   | 0,08   | 0,05   | 0,04   | 0,04   |
| K <sub>2</sub> O                 | 8,70          | 8,55   | 8,75   | 8,55   | 8,74   | 8,59   | 6,37   | 6,59   | 6,60   | 6,69   | 6,77   |
| F                                | 0,31          | 0,36   | 0,30   | 0,28   | 0,29   | 0,34   | 0,40   | 0,37   | 0,39   | 0,36   | 0,36   |
| H <sub>2</sub> O*                | 4,48          | 4,52   | 4,50   | 4,54   | 4,57   | 4,58   | 4,44   | 4,46   | 4,51   | 4,47   | 4,43   |
| O=F                              | -0,13         | -0,15  | -0,13  | -0,12  | -0,12  | -0,14  | -0,17  | -0,15  | -0,16  | -0,15  | -0,15  |
| TOTAL                            | 100,59        | 101,50 | 100,92 | 101,95 | 102,40 | 102,70 | 99,77  | 100,55 | 101,16 | 101,42 | 100,21 |
| Si <sup>4+</sup>                 | 3,327         | 3,350  | 3,302  | 3,277  | 3,307  | 3,339  | 3,555  | 3,448  | 3,491  | 3,447  | 3,444  |
| <sup>(iv)</sup> Al <sup>3+</sup> | 0,673         | 0,650  | 0,698  | 0,623  | 0,693  | 0,661  | 0,445  | 0,552  | 0,509  | 0,553  | 0,556  |
| <sup>(vi)</sup> Al <sup>3+</sup> | 1,814         | 1,825  | 1,825  | 1,892  | 1,817  | 1,822  | 1,636  | 1,631  | 1,672  | 1,555  | 1,576  |
| Cr <sup>3+</sup>                 | 0,044         | 0,051  | 0,057  | 0,032  | 0,032  | 0,034  | 0,134  | 0,149  | 0,126  | 0,245  | 0,207  |
| Ti <sup>4+</sup>                 | 0,001         | 0,002  | 0,002  | 0,002  | 0,002  | 0,002  | 0,000  | –      | –      | 0,001  | –      |
| V <sup>3+</sup>                  | 0,002         | 0,004  | 0,004  | 0,002  | 0,004  | 0,002  | 0,003  | –      | –      | 0,004  | 0,007  |
| Ni <sup>2+</sup>                 | –             | –      | –      | –      | 0,002  | 0,002  | –      | 0,002  | 0,002  | –      | –      |
| Fe <sup>2+</sup>                 | 0,034         | 0,014  | 0,022  | 0,040  | 0,034  | 0,026  | 0,051  | 0,055  | 0,044  | 0,043  | 0,051  |
| Mn <sup>2+</sup>                 | –             | –      | –      | –      | 0,002  | 0,001  | 0,001  | –      | –      | 0,001  | 0,001  |
| Mg <sup>2+</sup>                 | 0,124         | 0,114  | 0,099  | 0,151  | 0,126  | 0,125  | 0,179  | 0,187  | 0,182  | 0,170  | 0,172  |
| Ca <sup>2+</sup>                 | 0,010         | 0,012  | 0,009  | 0,008  | 0,012  | 0,009  | 0,061  | 0,077  | 0,058  | 0,065  | 0,076  |
| Zn <sup>2+</sup>                 | –             | –      | 0,006  | –      | 0,004  | –      | 0,006  | 0,008  | –      | 0,008  | 0,008  |
| Sr <sup>2+</sup>                 | –             | –      | 0,008  | –      | –      | –      | 0,001  | 0,001  | –      | 0,002  | 0,001  |
| Na <sup>+</sup>                  | 0,038         | 0,030  | 0,025  | 0,140  | 0,057  | 0,060  | 0,004  | 0,010  | 0,006  | 0,005  | 0,005  |
| K <sup>+</sup>                   | 0,719         | 0,697  | 0,721  | 0,699  | 0,710  | 0,693  | 0,526  | 0,543  | 0,538  | 0,551  | 0,563  |
| F <sup>-</sup>                   | 0,063         | 0,073  | 0,061  | 0,057  | 0,058  | 0,068  | 0,082  | 0,075  | 0,078  | 0,073  | 0,074  |
| H <sup>+</sup>                   | 1,937         | 1,927  | 1,939  | 1,943  | 1,942  | 1,932  | 1,918  | 1,924  | 1,922  | 1,926  | 1,926  |
| O <sup>2-</sup>                  | 11,937        | 11,927 | 11,939 | 11,943 | 11,942 | 11,932 | 11,918 | 11,924 | 11,922 | 11,926 | 11,926 |
| CATSUM                           | 6,784         | 6,748  | 6,777  | 6,866  | 6,801  | 6,776  | 6,602  | 6,663  | 6,628  | 6,650  | 6,667  |
| AN SUM                           | 12,000        | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,000 | 12,000 |

\*vypočteno ze stechiometrie/determined by stoichiometry

skenu: 3 563 s. Získaná data byla zpracována pomocí software Malvern Panalytical HighScore 5.2 a Bruker DIFFRAC plus Topas 4. Kvantitativní fázová analýza byla provedena Rietveldovou metodou.

### Charakteristika minerální asociace Hlavní horninotvorné minerály

Z mineralogického hlediska jsou partie listvenitů tvořeny převážně směsí zeleně zbarvených fylosilikátů (Cr-bohatý illit, chlorit), křemene a karbonátů (kalcit, železem bohatý magnezit a dolomit). Výsledky XRD fázové analýzy jsou uvedeny na obrázku 4. Stanovení obsahu přítomných fází je nutno považovat za vypočítané odhady. Pomocí elektronové RTG-mikroanalýzy byly identifikovány i akcesorické minerály (baryt, chromit, apatit, pyrit,

sfalerit a gersdorffit). Typické je výrazné usměrnění horninotvorných minerálů (obr. 2b, 3a). Karbonáty a křemen tvoří v hornině i jasně viditelné, několik mm mocné žilky. Na kontaktu s okolními horninami se vyskytují chlority.

### Fylosilikáty Cr-bohatý illit

Illit s obsahem chromu je typickou součástí listvenitu, kterému dává zelenou barvu. Illit tvoří nepravidelné, většinou protažené, agregáty velikosti okolo X00  $\mu\text{m}$  (obr. 3a) v asociaci společně s karbonáty a křemenem. Ve složení illitu (tab. 1) je sledovatelný určitý trend, a to, že členy bohatší draslíkem 8,55–8,75 hm. % ( $K_2O$ ; 0,693–0,721 apfu K), obsahují méně chromu (0,64–1,11 hm. %  $Cr_2O_3$ ; 0,032–0,057 apfu Cr), zatímco členy draslíkem

Tab. 2: Chemické složení magnezitu (analýzy č. 1–3) a kalcitu (analýza 4). b.d. – pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 2: Chemical composition of magnesite (analyses no 1–3) and calcite (analysis 4). b.d. – below detection limit.

|                   | 1     | 2     | 3      | 4      |
|-------------------|-------|-------|--------|--------|
| FeO               | 32,95 | 32,17 | 32,06  | 1,24   |
| MnO               | 0,50  | 0,49  | 0,51   | 0,35   |
| MgO               | 21,34 | 22,12 | 22,24  | 0,24   |
| CaO               | 0,36  | 0,16  | 0,25   | 54,96  |
| NiO               | 0,21  | 0,26  | b.d.   | b.d.   |
| CO <sub>2</sub> * | 44,24 | 44,52 | 45,75  | 44,54  |
| TOTAL             | 99,60 | 99,72 | 100,81 | 101,33 |
| Fe <sup>2+</sup>  | 0,461 | 0,449 | 0,429  | 0,017  |
| Mn <sup>2+</sup>  | 0,000 | 0,000 | 0,007  | 0,005  |
| Mg <sup>2+</sup>  | 0,539 | 0,551 | 0,531  | 0,006  |
| Ca <sup>2+</sup>  | 0,000 | 0,000 | 0,004  | 0,968  |
| Ni <sup>2+</sup>  | 0,000 | 0,000 | –      | –      |
| C <sup>4+</sup>   | 1,000 | 1,000 | 1,000  | 1,000  |
| CATSUM            | 2,000 | 2,000 | 1,972  | 1,996  |
| O                 | 3,000 | 3,000 | 3,000  | 3,000  |

\*vypočteno ze stechiometrie/determined by stoichiometry

chudší (5,97–6,77 hm. % K<sub>2</sub>O; 0,521–0,563 apfu K) obsahují více Cr (2,50–4,81 hm. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,126–0,245 apfu Cr). Tento trend je vyvážený obsahy Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 32,59–33,45 hm. %, resp. 2,475–2,515 apfu Al u draslíkem bohatších členů **oproti 27,28–28,98 hm. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, resp. 2,081–2,183 apfu Al u draslíkem chudších. Množství železa i hořčíku je mírně vyšší u draslíkem chudších členů. Obsahy Mn, Ni, Zn i Sr jsou nízké, v některých případech pod hranici detekce. RTG difrakční analýzou byla potvrzena struktura illitu (obr. 4).**

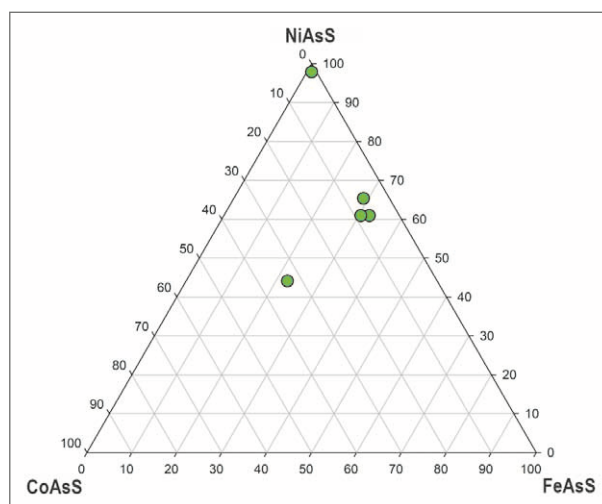
### Chlorit

Tento minerál byl detekován pouze pomocí RTG difrakce, při mikrosondových analýzách se jej nepodařilo nalézt.

### Karbonáty

Železem bohatý *magnezit* tvoří agregáty o velikosti dosahující 0,5 mm (obr. 3a, b), vyskytuje se v asociaci s dolomitem, kalcitem, křemenem a fylosilikáty. Makroskopicky není patrný. Typický je pro něj relativně vysoký obsah FeO 32,01–33,32 hm. % (0,429–0,473 apfu Fe). Obsahy vápníku a manganu jsou nízké, zjištěno bylo také stopové množství Sr, Zn, Ni a Pb, často na hranici detekce (tab. 2).

Železem bohatý *dolomit* se vyskytuje buď ve směsi s magnezitem, nebo tvoří nepravidelné mladší žilky se sulfidickou, převážně sfaleritovou, mineralizací. Běžná je zonální stavba, kdy centrální části agregátů automorfně až hypautomorfně omezených krystalů jsou chudší železem, zatímco okraje vykazují vyšší obsahy (obr. 3c; tab. 3, analýzy 5 a 6). Kromě dominantního Ca (Ca > Mg+Fe+Mn) a převládajícího Mg



Obr. 5: Chemické složení gersdorffitu.

Fig. 5: Chemical composition of gersdorffite.

byly zjištěny obsahy FeO v rozmezí 5,67–13,40 hm. %; 0,155–0,367 apfu Fe. Podíl manganu je nízký 0,23–1,45 hm. %, resp. 0,006–0,035 apfu Mn. Zjištěno bylo také stopové množství Sr, Pb, Zn a Co na hranici detekce. Typická je přítomnost uzavřenin chromitu (obr. 3c).

*Kalcit* je z karbonátů zastoupen nejméně, jeho složení odpovídá ideálnímu vzorci.

Složení karbonátových minerálů je v tabulce 2 a 3.

### Křemen

Křemen tvoří nepravidelné agregáty do 0,5 mm v asociaci s výše uvedenými minerály (obr. 3), typické jsou až 1 cm mocné žilky pronikající horninou.

### Akcesorické minerály

Sulfidy a sulfoarzenidy jsou ve studovaném materiálu poměrně vzácné. Při výzkumu listvenitu z Dřínové byla zjištěna přítomnost akcesorických minerálů: pyritu, chalkopyritu a gersdorffitu. Většinou tvoří izometrická zrna v magnezit-křemen-illitových agregátech. Mimo

Tab. 3: Chemické složení dolomitu. b.d. – pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 3: Chemical composition of dolomite. b.d. – below detection limit.

|                   | 1      | 2      | 3      | 4      | 5     | 6     |
|-------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| FeO               | 5,70   | 6,00   | 6,33   | 7,32   | 5,67  | 13,40 |
| MnO               | 1,45   | 0,90   | 1,31   | 0,23   | 0,69  | 0,36  |
| MgO               | 16,93  | 17,15  | 16,10  | 16,72  | 17,94 | 11,90 |
| CaO               | 30,18  | 30,28  | 30,44  | 29,77  | 28,43 | 29,42 |
| SrO               | b.d.   | b.d.   | 0,19   | 0,20   | b.d.  | b.d.  |
| CO <sub>2</sub> * | 46,59  | 46,77  | 46,26  | 46,34  | 45,83 | 44,56 |
| TOTAL             | 100,85 | 101,10 | 100,63 | 100,58 | 98,56 | 99,64 |
| Fe <sup>2+</sup>  | 0,150  | 0,157  | 0,168  | 0,194  | 0,155 | 0,367 |
| Mn <sup>2+</sup>  | 0,039  | 0,024  | 0,035  | 0,006  | 0,019 | 0,010 |
| Mg <sup>2+</sup>  | 0,794  | 0,801  | 0,760  | 0,788  | 0,853 | 0,586 |
| Ca <sup>2+</sup>  | 1,017  | 1,016  | 1,033  | 1,008  | 0,999 | 1,033 |
| Sr <sup>2+</sup>  | –      | –      | 0,003  | 0,004  | –     | –     |
| C <sup>4+</sup>   | 2,000  | 2,000  | 2,000  | 2,000  | 2,000 | 2,000 |
| CATSUM            | 4,001  | 3,998  | 3,999  | 4,000  | 4,026 | 3,996 |
| O                 | 6,000  | 6,000  | 6,000  | 6,000  | 6,000 | 6,000 |

\*vypočteno ze stechiometrie/determined by stoichiometry

Tab. 4: Chemické složení sfaleritu. Báze přepočtu (S + As) = 1 apfu.

Tab. 4: Sphalerite composition. Formula unit normalized to (S + As) = 1 apfu.

| samples | hm. % - wt. % |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |
|---------|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
|         | Zn            | Fe    | Cd    | Cu    | Mn    | Sn    | Mo    | Pb    | Ag    | S     | As    | Total  |
| 91      | 64,44         | 3,06  | 0,09  | 0,10  | 0,02  | 0,03  | 0,11  | 0,10  | 0,00  | 32,83 | 0,08  | 100,84 |
| 92      | 62,74         | 4,33  | 0,11  | 0,06  | 0,00  | 0,02  | 0,00  | 0,11  | 0,02  | 32,78 | 0,00  | 100,17 |
|         | apfu          |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |        |
|         | Zn            | Fe    | Cd    | Cu    | Mn    | Sn    | Mo    | Pb    | Ag    | S     | As    |        |
| 91      | 0,963         | 0,054 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,999 | 0,001 |        |
| 92      | 0,937         | 0,076 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 1,000 | 0,000 |        |

sulfidy je častou akcesorií chromit. Výjimečně se vyskytuje apatit (obr. 3e). Hornina je prorážena mladšími hydrotermálními žilkami tvořenými dolomitem a sfaleritem (obr. 3f, tab. 4).

Zrna *gersdorffitu* jsou většinou protáhlá a popraskaná, velikosti cca 200  $\mu\text{m}$  a jsou zarostlá v křemen-magnezit-illitové hmotě (obr. 3b). Většina analyzovaného materiálu odpovídá typickému složení *gersdorffitu*, pouze v jednom případě se jedná o člen s vyšším obsahem CoAsS komponenty (tab. 5, obr. 5).

*Pyrit* je přítomen v podobě drobných roztroušených zrn, často oxidovaných, nebyl analyzován.

### Chromit

Je poměrně běžným akcesorickým minerálem, velikost převážně subhedrálních krystalů dosahuje 10  $\mu\text{m}$ , rozptýleným převážně v dolomitových agregátech (obr. 3c), místy se vyskytuje i v křemeni (obr. 3d). V chromitu převládá  $\text{Fe}^{2+}$  (0,841–0,886 apfu) a Cr (1,642–1,742 apfu) viz tabulka 6. Koncentrace Mg (max. 0,097 apfu)

Tab. 5: Složení *gersdorffitu*. Báze přepočtu apfu S = 1, b.d. – pod mezí stanovitelnosti.  
Tab. 5: Gersdorffite composition. Contents of basis of S=1 apfu, b.d. – below detection limit.

|          | hm. % - wt. % |        |        |        |        |       |        |       |  |
|----------|---------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--|
|          | 31            | 32     | 33     | 34     | 35     | 88    | 89     | 90    |  |
| Ni       | 23,55         | 16,21  | 35,64  | 22,55  | 22,47  | 24,93 | 22,71  | 24,88 |  |
| Co       | 2,01          | 12,49  | 0,20   | 3,25   | 2,58   | 2,25  | 3,56   | 2,26  |  |
| Fe       | 9,90          | 7,98   | 0,49   | 10,78  | 11,51  | 8,45  | 9,20   | 7,89  |  |
| Zn       | 0,01          | b.d.   | 0,126  | b.d.   | b.d.   | b.d.  | b.d.   | b.d.  |  |
| As       | 45,00         | 45,48  | 41,08  | 45,48  | 45,39  | 44,96 | 45,24  | 44,58 |  |
| Sb       | b.d.          | 0,06   | 2,46   | 0,01   | 0,01   | 0,01  | 0,03   | b.d.  |  |
| Bi       | b.d.          | b.d.   | b.d.   | 0,07   | b.d.   | 0,14  | b.d.   | b.d.  |  |
| Ag       | b.d.          | 0,00   | 0,05   | 0,02   | 0,05   | b.d.  | 0,09   | b.d.  |  |
| Au       | b.d.          | 0,02   | 0,01   | b.d.   | b.d.   | b.d.  | b.d.   | b.d.  |  |
| S        | 19,05         | 19,88  | 21,15  | 19,26  | 19,28  | 18,91 | 19,22  | 19,19 |  |
| Total    | 99,52         | 102,11 | 101,22 | 101,41 | 101,28 | 99,64 | 100,04 | 98,79 |  |
| Ni       | 0,680         | 0,445  | 0,921  | 0,639  | 0,637  | 0,720 | 0,645  | 0,708 |  |
| Co       | 0,058         | 0,342  | 0,005  | 0,092  | 0,073  | 0,065 | 0,101  | 0,064 |  |
| Fe       | 0,300         | 0,230  | 0,013  | 0,321  | 0,343  | 0,257 | 0,275  | 0,236 |  |
| Zn       | 0,000         | –      | 0,003  | –      | –      | –     | –      | –     |  |
| $\Sigma$ | 1,038         | 1,017  | 0,942  | 1,052  | 1,053  | 1,042 | 1,021  | 1,008 |  |
| As       | 1,017         | 0,979  | 0,831  | 1,011  | 1,007  | 1,018 | 1,007  | 0,994 |  |
| Sb       | –             | 0,001  | 0,031  | 0,000  | 0,000  | 0,000 | 0,000  | –     |  |
| Bi       | –             | –      | –      | 0,001  | –      | 0,001 | –      | –     |  |
| Ag       | –             | 0,000  | 0,001  | 0,000  | 0,001  | –     | 0,001  | –     |  |
| Au       | –             | 0,000  | 0,000  | –      | –      | –     | –      | –     |  |
| $\Sigma$ | 1,017         | 0,980  | 0,863  | 1,012  | 1,008  | 1,019 | 1,008  | 0,994 |  |
| S        | 1,000         | 1,000  | 1,000  | 1,000  | 1,000  | 1,000 | 1,000  | 1,000 |  |

i obsahy Al i  $\text{Fe}^{3+}$  jsou velice nízké, stejně jako Zn. Detekováno bylo stopové množství V, Ni a Co. Nebyla pozorována žádná zonálnost. Chemické složení analyzovaných chromitů je zobrazeno v tabulce 6.

### Apatit

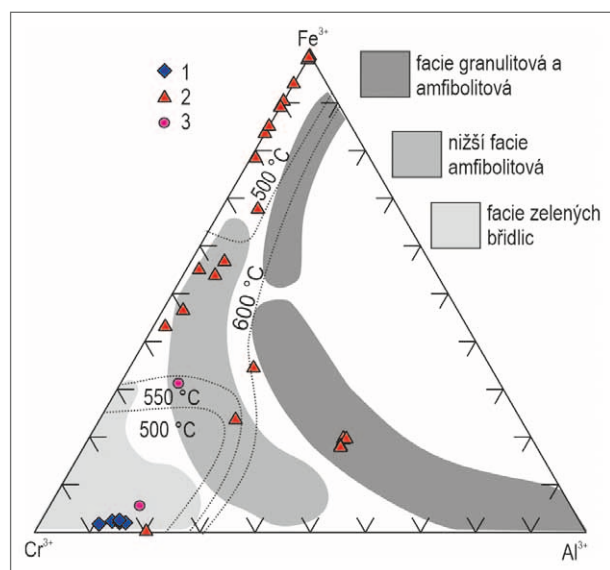
Byl ve studovaných vzorcích zachycen v podobě reliktních zrn (obr. 3b, e). Jejich tvar je většinou protažený a rozpraskaný. V BSE obraze jsou všechna zrna bez patrné zonálnosti. Chemické složení odpovídá hydroxylapatitu (tab. 7).

### Diskuze a závěr

Chemické složení chromitu odpovídá vzniku při nízkoteplotní metamorfóze, která dosáhla maximálně podmínek facie zelených břidlic. Chemické složení tohoto spinelidu je blízké chemickému složení chromitu, který vznikl krystalizací z hydrotermálních fluid při hydrotermální alteraci serpentinitů (Arai a Akizawa 2014). Chromity tedy mohly vzniknout přímou krystalizací z hydrotermálního roztoku, které způsobily hydrotermální alteraci bazických nebo ultrabazických hornin. Krystalky chromitu jsou automorfní a nejsou postiženy křehkou deformací. Také to znamená, že Cr nemusí pocházet přímo z horniny, která byla postižena alterací, ale mohl migrovat společně s hydrotermálními fluidy. Zvýšené obsahy ZnO (0,54–1,91 hmot. %) a MnO (0,52–0,99 hmot. %) patrně souvisí s krystalizací chromitu společně se sekundárními fylosilikáty (Colás et al. 2014). Svým chemickým složením se studovaný chromit liší od těch, které se vyskytují v serpentinitech brněnského masivu (Buriánek 2010) (obr. 6).

Minerální asociace Cr-illit-(Fe)magnezit-(Fe)dolomit-křemen-sulfidy (sulfoarsenidy), nalezená v činném lomu Dřínová u Tišnova, odpovídá svým typickým složením listvenitu (Halls a Zhao 1995). Původní tmavé minerály (hlavně klinopyroxeny a olivín) se mění na Mg- nebo Ca-karbonáty a hydratované





Obr. 6:  $\text{Cr}^{3+}$ - $\text{Fe}^{3+}$ - $\text{Al}^{3+}$  ternární diagram pro chromity z (1) lomu Dřínová, (2) chromity a magnetity ze serpentinitu v brněnském masivu (Buriánek 2010) a (3) hydrotermální chromit (Arai a Akizawa 2014). Křivky solvu (přerušovaná čára) ukazují teplotní podmínky vzniku (Barnes a Roeder 2001; Barnes 2000; Sack a Ghiorso 1991) a pole chemického složení spinelu z různých metamorfních facií podle Evanse a Frosta (1975).

Fig. 6:  $\text{Cr}^{3+}$ - $\text{Fe}^{3+}$ - $\text{Al}^{3+}$  ternary diagram for the chromites (1) from quarry Dřínová (2) chromites and magnetites in serpentinite from Brno Massif (Buriánek 2010), and (3) hydrothermal chromite (Arai and Akizawa 2014). The solvus curves (dashed line) show temperature conditions (Barnes and Roeder 2001; Barnes 2000; Sack and Ghiorso, 1991) (light-gray = greenschist facies; gray = lower amphibolite facies; dark-gray = granulite and amphibolite facies) and spinel compositional fields from different metamorphic facies after Evans and Frost (1975).

Mg-silikáty (minerály serpentínové skupiny a mastek). Hornina je obvykle pronikána karbonátovými žilami složenými z magnezitu, případně z calcitu, dolomitu, ankeritu nebo sideritu. Vznik velkého množství karbonátů je spojen s významným přínosem  $\text{CO}_2$  případně s přínosem či odnosem dalších prvků (např.  $\text{SiO}_2$ ). Výsledná hornina je složena hlavně z křemene, karbonátů, Mg- a K-fylosilikátů (např. mastku, fuchsitu). V některých publikovaných případech chemické analýzy označené jaké fuchsit odpovídají illitu (např. Morata et al. 2001). V malém množství bývají přítomny sulfidy nebo zlato. Obdobné horniny se nalézají např. v lomu Vícenice v moldanubiku (Hreus 2019), v Radňovsi u Křižanova (Houzar a Hršelová 2020), ve Slovenském rudohoří (Uher et al. 2013; Ferenc et al. 2016), v Kosovu (Mederski et al. 2021), apod. Pro listvenity je typický zvýšený obsah chromu ve fylosilikátech, který se nejčastěji pohybuje okolo 1–2 hm. %, výjimečně až 12 hm. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Ferenc et al. 2016), v případě Dřínové byly zjištěny hodnoty dosahující max. 2,92 hm. %.

Protolit studovaného listvenitu se nepodařilo jednoznačně identifikovat. Ve spodní části lomu Dřínová vystupují slabě metamorfované granitoidy tišnovských brunid. Dominantní horninou je zde silně mylonitizovaný biotitický až amfibol-biotitický metagranodiorit. Lokálně jsou však přítomny enklávy amfibol-biotitického dioritu.

Tab. 6: Chemismus chromitu.  $\text{Fe}^{3+}$  počítáno stechiometricky (na bázi 4 atomů kyslíku a 3 kationtů), b.d. – pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 6: Chromite chemistry.  $\text{Fe}^{3+}$  calculated from stoichiometry (on basis of 4 O atoms and 3 cations), b.d. – below detection limit.

|                         | hm. % – wt. % |       |       |       |       |
|-------------------------|---------------|-------|-------|-------|-------|
|                         | 1             | 2     | 3     | 4     | 5     |
| $\text{TiO}_2$          | 0,02          | 0,00  | 0,04  | 0,02  | 0,06  |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 4,94          | 6,00  | 6,66  | 7,22  | 6,45  |
| $\text{Cr}_2\text{O}_3$ | 59,51         | 58,64 | 57,63 | 57,17 | 56,65 |
| $\text{V}_2\text{O}_3$  | 0,05          | 0,03  | 0,06  | 0,08  | 0,12  |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 1,46          | 1,91  | 1,76  | 1,70  | 2,09  |
| $\text{FeO}$            | 27,71         | 27,38 | 28,63 | 28,92 | 28,46 |
| $\text{MnO}$            | 0,80          | 0,52  | 0,77  | 0,99  | 0,88  |
| $\text{MgO}$            | 1,21          | 1,78  | 0,90  | 0,59  | 0,70  |
| $\text{ZnO}$            | 1,54          | 1,65  | 1,62  | 1,91  | 1,67  |
| $\text{NiO}$            | 0,02          | b.d.  | 0,02  | b.d.  | b.d.  |
| $\text{CoO}$            | 0,10          | 0,08  | 0,14  | 0,08  | 0,05  |
| TOTAL                   | 97,36         | 97,99 | 69,60 | 98,68 | 97,13 |
| $\text{Ti}^{4+}$        | 0,001         | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,002 |
| $\text{Al}^{3+}$        | 0,216         | 0,257 | 0,286 | 0,309 | 0,281 |
| $\text{Cr}^{3+}$        | 1,742         | 1,689 | 1,663 | 1,642 | 1,656 |
| $\text{V}^{3+}$         | 0,002         | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,004 |
| $\text{Fe}^{3+}$        | 0,041         | 0,052 | 0,048 | 0,046 | 0,058 |
| $\text{Fe}^{2+}$        | 0,862         | 0,841 | 0,879 | 0,884 | 0,886 |
| $\text{Mn}^{2+}$        | 0,025         | 0,016 | 0,024 | 0,031 | 0,028 |
| $\text{Mg}^{2+}$        | 0,067         | 0,097 | 0,049 | 0,032 | 0,038 |
| $\text{Zn}^{2+}$        | 0,042         | 0,045 | 0,044 | 0,051 | 0,046 |
| $\text{Ni}^{2+}$        | 0,001         | –     | 0,001 | –     | –     |
| $\text{Co}^{2+}$        | 0,003         | 0,002 | 0,004 | 0,002 | 0,002 |
| CatSum                  | 3,000         | 3,000 | 3,000 | 3,000 | 3,000 |
| O                       | 4,000         | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 |

Analogicky s brněnským masivem zde můžeme očekávat také slabě metamorfované enklávy kumulátových gaber či dokonce xenolity ultrabazických hornin. To by mohl být vhodný protolit pro vznik listvenitu.

Minerální složení odpovídá nížce-středně- teplotní hydrotermální metasomatóze ultramafických hornin, která byly popsána např. z Kanady (Ash a Arksey 1990a, 1990b; Spiridonov 1991). Musíme počítat s významnou modifikací v důsledku sekundárních hydrotermálních alterací, protože všechny horniny tišnovských brunid jsou postiženy sericitizací, chloritizací, a často také hematitizací. Všechny minerály popsané ze studovaného listvenitu mohly vzniknout krystalizací z hydrotermálních roztoků bohatých Mg, Ca, Cr a  $\text{CO}_2$ .

Pozice listvenitu naznačuje, že hydrotermální fluida využila poruchové (mylonitové) zóny vzniklé ve vrcholné fázi variské orogeneze v průběhu středního až svrchního karbonu, kdy vzniklo dřínovské nasunutí (Jaroš – Mísař 1976; Melichar et al. 2019). Není však jasné, kdy k této události přesně došlo. V období vzniku dřínovského nasunutí byly horniny tišnovských brunid vystaveny maximálně teplotám kolem 300 °C (Cháb a Suk 1977; Špaček 2001). Vzhledem k tomu že mineralizace je vázána pouze na střížné zóny předpokládáme, že teplota hydrotermálních fluid byla vyšší než maximální dosažená metamorfní teplota okolních hornin. Přesnou teplotu

|                                | hm. % – wt. % |
|--------------------------------|---------------|
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 41,03         |
| SO <sub>3</sub>                | 0,04          |
| SiO <sub>2</sub>               | 0,39          |
| ThO <sub>2</sub>               | 0,07          |
| Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0,10          |
| Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,09          |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,92          |
| Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,33          |
| La <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,47          |
| FeO                            | 0,50          |
| MnO                            | 0,07          |
| CaO                            | 53,63         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,25          |
| F                              | 0,04          |
| Cl                             | 0,11          |
| H <sub>2</sub> O*              | 1,74          |
| -O=F                           | -0,02         |
| -O=Cl                          | -0,03         |
| Suma                           | 99,73         |
| S <sup>6+</sup>                | 0,000         |
| P <sup>5+</sup>                | 2,917         |
| Si <sup>4+</sup>               | 0,032         |
| Th <sup>4+</sup>               | 0,001         |
| Y <sup>3+</sup>                | 0,004         |
| Pr <sup>3+</sup>               | 0,003         |
| Ce <sup>3+</sup>               | 0,033         |
| Nd <sup>3+</sup>               | 0,010         |
| La <sup>3+</sup>               | 0,014         |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,041         |
| Mn <sup>2+</sup>               | 0,007         |
| Ca <sup>2+</sup>               | 4,846         |
| Na <sup>+</sup>                | 0,041         |
| O <sup>2-</sup>                | 12,817        |
| F <sup>-</sup>                 | 0,011         |
| Cl <sup>-</sup>                | 0,016         |

\* vypočteno ze stechiometrie/determined by stoichiometry

Tab. 7: Chemické složení apatitu (hm. %) a koeficienty empirického vzorce (apfu) vypočítané na bázi 5 kationtů v pozici vápníku.

Tab. 7: Chemical composition of apatite (wt. %) and corresponding apfu values based on 5 cations in the position of Ca.

vzniku však není možné ze studované mineralizace odvodit (pole stability illitu je poměrně široké, viz například Bozkaya et al. 2019). Z geologické pozice je také patrné, že listvenitizace je starší než vznik extenzních pozdně variských hydrotermálních žil s barytem a kalcitem (Dolníček a Buriánek 1997; Dolníček 2000, 2004), které poruchové zóny s listvenitem prorážejí.

Geologická pozice studovaných hornin, přítomnost chromitu a akcesorického Fe-Ni-Co sulfoarzenidu vede k předpokladu o jejich vzniku listvenitizací ultramafického protolitu. Z genetického hlediska připadá v úvahu hydrotermální silicifikace v tektonicky exponovaném kontaktu.

#### Poděkování

Předložená práce vznikla na základě institucionální podpory dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumné organizace poskytované Ministerstvem kultury (DKRVO, MK000094862) pro PH a JT. Současně byl tento příspěvek vytvořen v rámci řešení DKRVO/ČGS (2018–2022), za Finanční podpory projektů České geologické služby číslo 321180 („Základní geologické mapování“) pro DB. Autoři děkují recenzentům za podnětné připomínky.

#### Literatura

- Ash, C. H., Arksey, R. L. (1990a). The listwanite-lode gold association in British Columbia. – In: Geological Fieldwork 1989, A summary of Field Activities and Current Research, Province of British Columbia, Mineral Resources Division Geological Survey Branch, 359–364.
- Ash, C. H., Arksey, R. L. (1990b). The Atlin ultramafic allochthon: ophiolitic basement within the Cache Creek Terrane; tectonic and metallogenic significance (I04N/12). A summary of Field Activities and Current Research, Province of British Columbia –Minerdl Resources Division Geological Survey Branch, 365–374.

- Arai, S., Akizawa, N. (2014). Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite. *American Mineralogist*. – 99, 1, pp. 28–34. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4473>
- Barnes, S. I. (2000). Chromite in Komatiites, II. Modification during greenschist to mid amphibolite facies metamorphism. – *Journal of Petrology*, 41, 387–409. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.3.387>
- Barnes, S. J., Roeder, P. L. (2001). The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. – *Journal of Petrology*, 42, 12, 2279–2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>
- Belogub, E. V., Melekestseva, I. Y., Novoselov, K. A., Zabolotina, M. V., Tretyakov, G. A., Zaykov, V. V., Yuminov, A. M. (2017). Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia): A review. – *Ore Geology Reviews*, 85, 247–270. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.008>
- Bozkaya, Ö., Bozkaya, G., Yilmaz, H., Hozatlıoğlu, D., Banks, D. A. (2019). The origin, age and duration of hydrothermal alteration associated with iron skarn mineralization determined from clay/phyllousilicate minerals, Bizmişen-Erzincan, East-Central Turkey. – *Ore Geology Reviews*, 115, 103–179. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103179>
- Buriánek, D. (2010). Metamorfni vývoj metadioritové subzóny v brněnském batolitu. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 95, 2, 133–152. ISSN 1211-8796.
- Colás, V., González-Jiménez, J. M., Griffin, W.L., Fanlo, I., Gervilla, F., O'Reilly, S. Y., Pearson, N. J., Kerestedjian, T., Proenza, J. A. (2014). Fingerprints of metamorphism in chromite: new insights from minor and trace elements. – *Chemical Geology*, 389, 137–152. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.10.001>
- Dolníček, Z., Buriánek, D. (1997). Hydrotermální mineralizace v lomu Dřínová u Tišnova. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae*, 82, 3–43.
- Dolníček, Z. (2000). Mineralogy and genetic conditions of the barite veins from Tišnov. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999*, 7, 81–86.
- Dolníček, Z. (2004). Mineralogie a podmínky vzniku fluoritových a barytových mineralizací brunovistulika. – MS, Disertační práce, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Brno.
- Evans, B. W., Frost, B. R. (1975). Chrome-spinel in progressive metamorphism. – A preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 959–972. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90041-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90041-1)
- Ferenc, Š., Uher, P., Spišiak, J., Šimonová V. (2016): Chromium- and nickel-rich micas and associated minerals in listvenite from the Muránska Zdychava, Slovakia: products of hydrothermal metasomatic transformation of ultrabasic rocks. – *Journal of Geosciences*, 61, 239–254. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.217>
- Gahlan, H. A., Azer, M. K., Asimov, P. D., Al-Kahtany, K. M. (2022). Formation of gold-bearing listvenite in the mantle section of the Neoproterozoic Bir Umq ophiolite, Western Arabian Shield, Saudi Arabia. – *Journal of African Earth Sciences*, 190, 104517.
- Halls, C., Zhao, R., (1995): Listvenite and related rocks: perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland. – *Mineralium Deposita*, 30, 303–313. <https://doi.org/10.1007/BF00196366>
- Houzar, H., Hršelová, P., (2020): Chromem bohatá minerální asociace spinelu s illitem v křemenné hornině z Radňovsi u Křižanova (gföhlská jednotka, moldanubikum, Český masiv). – *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae*, 105, 1, 65–72.
- Hreus, S. (2019). Chromová slída – křemen – dolomitová hornina (listvenit) z Vícenic u Naměště nad Oslavou (gföhlská jednotka, moldanubikum). – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 104, 1, 87–95.
- Cháb J., Suk M. (1977). Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy – *Knihovna ÚÚG*, sv. 50, Praha, 156 s.
- Jaroš, J., Mísař, Z. (1976). Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svratka Dome (Czechoslovakia). – *Věstník Ústředního Ústavu Geologického*, 51, 2, 113–122. Praha.
- Mederski, S., Wojslaw, M., Pršek, J., Majzlan, J., Kiefer, S., Asllani, B. (2021). A geochemical study of gersdorffite from the Trepča Mineral Belt, Vardar Zone, Kosovo. – *Journal of Geosciences*, 66, 97–115. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.322>
- Melichar, R., Buriánek, D., Kumpan, T., Hrdličková, K., Bárta, F., Skoršepa, M. (2019). Dřínová hill, thrust tectonics modified by subsequent extensional faulting. *cegeg 2019 – excursion guide*. – In: Hanzl, P., Melichar, R., Janoušek, V. (eds.): Prague: Czech Geological Survey, s. 31–34. ISBN 978-80-7075-956-1.
- Morata, D., Higuera, P., Domínguez-Bella, S., Parras, J., Velasco, F., Aparicio, P. (2001). Fuchsite and other Cr- rich phyllosilicates in ultramafic enclaves from the Almadén mercury mining district, Spain. – *Clay Minerals*, 36, 345–354. <https://doi.org/10.1180/000985501750539445>
- Pouchou, J. L., Pichoir, F., (1985). “PAP” procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- Sack, R. O., Ghiorso, M. S. (1991). Chromian spinels as petrogenetic indicators; thermodynamics and petrological applications. – *American Mineralogist*, 76(5–6), 827–847.
- Spiridonov, E.M. (1991). Listvenites and zodites. – *International Geology Review*, 33 (4), 397–407. <https://doi.org/10.1080/00206819109465698>
- Soejono, I., Janoušek, V., Žáčková, E., Sláma, J., Konopásek, J., Machek, M., Hanzl, P. (2017). Long-lasting Cadomian magmatic activity along an active northern Gondwana margin: U–Pb zircon and Sr–Nd isotopic evidence from the Brunovistulian Domain, eastern Bohemian Massif. – *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 106, 2109–2129. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1416-y>
- Špaček, P. (2001): Mikrotektonika a stratigrafie paleozoických vápenců jihozápadního okraje brunovistulika. – MS dizertační práce, Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Brno.
- Uher, P., Ferenc, Š., Spišiak, J., (2013). Cr-Ni muskovit v listvenite z Muránskej Zdychavy pri Revúcej (Slovenské rudohorie, stredné Slovensko). – *Bull mineral-petrolog Odd Nár Muz (Praha)* 21: 62–66.