

<https://doi.org/10.46861/bmp.28.116>

PŮVODNÍ PRÁCE/ORIGINAL PAPER

Hydrotermální mineralizace s dickitem v ordovických jílovcích bohdaleckého souvrství z tunelu metra linky D v Praze na Pankráci

Dickite-bearing hydrothermal mineralization in Ordovician claystones of the Bohdalec Formation from the tunnel of subway Line D in Prague-Pankrác

ZDENĚK DOLNÍČEK^{1)*}, PETR STÖHR²⁾, JANA ULMANOVÁ¹⁾, LUBOŠ VRTIŠKA¹⁾ A RADANA MALÍKOVÁ¹⁾

¹⁾Mineralogicko-petrologické oddělení, Národní muzeum, Cirkusová 1740, 193 00 Praha 9;
*e-mail: zdenek.dolnicek@nm.cz

²⁾SG Geotechnika a.s., Geologická 988/4, 152 00 Praha 5 - Barrandov

DOLNÍČEK Z, STÖHR P, ULMANOVÁ J, VRTIŠKA L, MALÍKOVÁ R (2020) Hydrotermální mineralizace s dickitem v ordovických jílovcích bohdaleckého souvrství z tunelu metra linky D v Praze na Pankráci. Bull Mineral Petrolog 28(1): 116-125 ISSN 2570-7337

Abstract

Two types of hydrothermal veins were found in the Ordovician claystones of the Bohdalec Formation (Barrandian, Prague Basin) during the excavation of tunnel of subway Line D at Prague-Pankrác site. The first type is represented by short hair-thin veinlets of various directions filled by dickite. The second type comprises thicker NNW - SSE trending veins with prevailing quartz, which cut the host rocks across the whole width of the gallery. In addition to quartz, they contain also dickite, chlorite (*thuringite*-chamosite), carbonates of dolomite-ankerite series (Dol_{37.5-44.0}Ank_{42.0-46.8}Ktn_{10.9-16.1}), calcite, fluorapatite, pyrite (with up to 0.5 wt. % Mn), galena (with ~0.6 wt. % Se) and sphalerite (with ~1 wt. % Fe and up to 0.35 wt. % Sn and 0.36 wt. % Cu). Except for calcite, which forms younger veinlets in older quartz fill, all other mentioned minerals form minute inclusions enclosed in quartz, which are arranged parallel with outer margin of the vein. Based on mineral assemblage and chemical composition of individual minerals, highly variable crystallization temperatures (<100 - 350 °C) can be interpreted in various mineralogically distinct domains of the quartz vein. We assume a polyphase, episodic origin of individual domains of the vein fill, close to the *crack-seal* mechanism, which was bound to successive evolution of the adjacent fault structure. The maximum formation temperatures exceeding by a value of ca. 100 °C the highest reported temperatures of Variscan thermal overprint of Lower Paleozoic rocks of the Prague Basin are explained by production of friction heat in the fault structure. It is probable that part of parent fluids originated from sedimentary iron ores occurring in the host Ordovician sedimentary sequence.

Key words: Hydrothermal veins, dickite, sulphides, chlorite, apatite, Ordovician, Prague Basin, Bohemian Massif

Obdrženo 2. 4. 2020; přijato 26. 5. 2020

Úvod

Velké liniové stavby dálnic, vodních přivaděčů či tunelů jsou významným zdrojem informací o geologickém podloží oblastí, kde lze klasickou metodologií terénní práce geologa použít jen s obtížemi nebo vůbec ne. Typickým příkladem jsou oblasti velkých měst, kde jsou možnosti terénního geologa (nevybaveného vrtnou soupravou či geofyzikálními přístroji) velmi limitovány, a to vzhledem k souvislé zástavbě, pokrytí terénu navážkou a v neposlední řadě i možným střetům zájmů. V exponovaných městských oblastech tak představují stavební odkryvy nejen jedinečnou, ale mnohdy i jedinou příležitost, jak získat z geologického podloží nové informace a hmotnou dokumentaci.

V průběhu roku 2019 byl zahájen geologický průzkum a výstavba prvního úseku trasy metra D v Praze (úsek Pankrác - depo Písnice). Technické práce byly zahájeny v místní části Praha - Krč. Průzkum započal nejprve vrt-

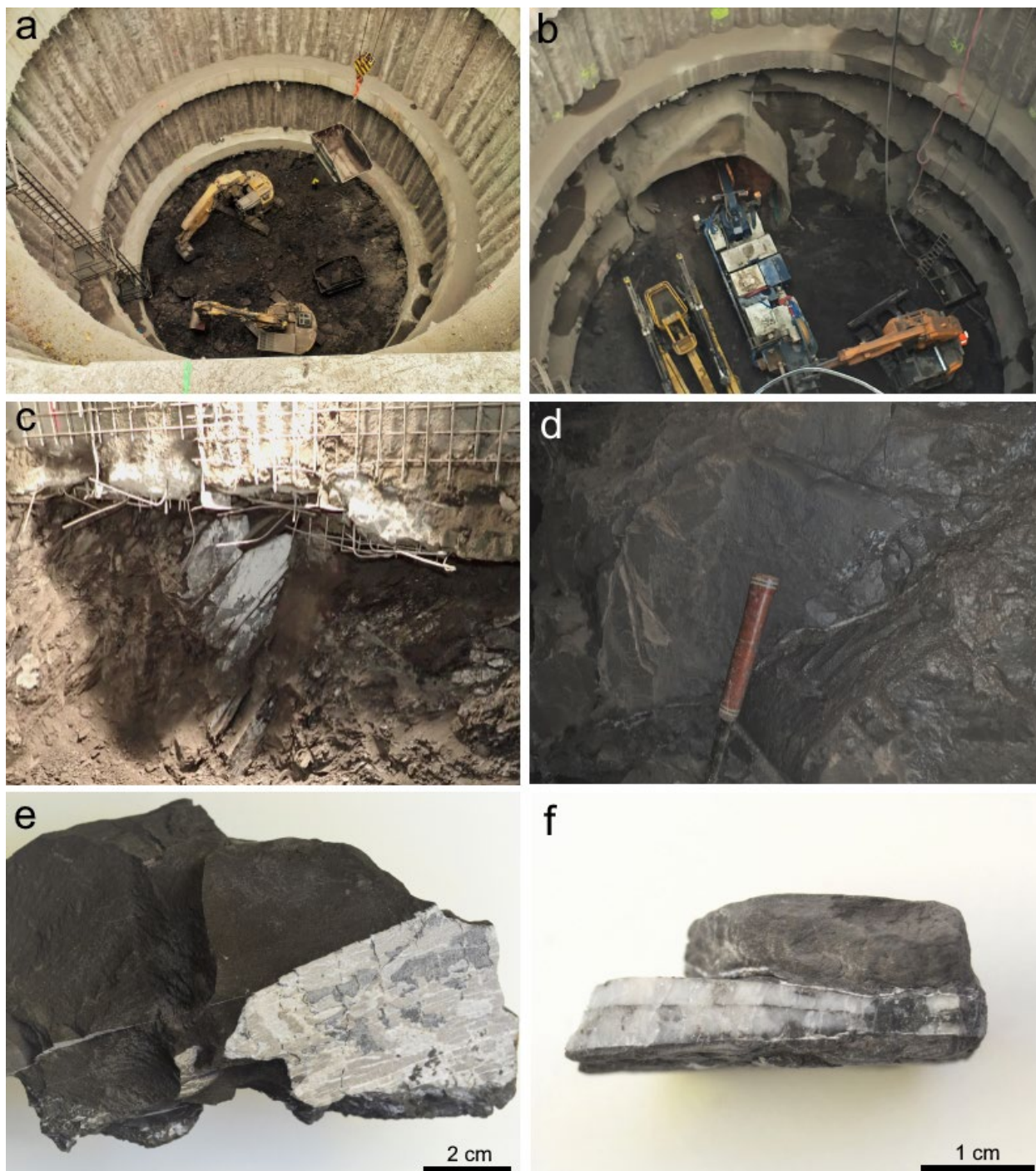
nými pracemi, po kterých následovalo hloubení průzkumných šachet (obr. 1a), jež jsou využity při dalších průzkumech a také i k vyvážení rubaniny z budoucích tunelů metra a k dopravě stavebních materiálů k zajištění stěn tunelů. V současné době jsou již hotovy dvě menší šachty (10 m v průměru) a jedna větší s průměrem 20 m, z nichž započala ražba kaloty metra (obr. 1b).

V úvodní části raženého tunelu byla v tmavých jílovcích zastižena hydrotermální mineralizace v podobě četných nápadných světlých žilek (obr. 1c,d). Pracovníky těžby jsou žilky na základě makroskopického hodnocení pracovníčně označovány jako sádrovcové. V tomto příspěvku přinášíme výsledky podrobnějšího mineralogického vyhodnocení odebraných vzorků zastižené mineralizace a interpretaci jejich možné geneze. Reprezentativní dokladové vzorky byly uloženy do mineralogické sbírky Národního muzea v Praze.

Geologická pozice

Z regionálně-geologického hlediska se nachází studovaná lokalita v oblasti paleozoika Barrandienu (obr. 2), v pražské pánvi, která má tvar lineární deprese směru SV - JZ (Havlíček 1982). Horninové prostředí je na lokalitě tvořeno ordovickými uloženinami stupně beroun, náležejícími bohdaleckému souvrství. Toto souvrství dosahuje mocnosti 100 až 200 m. Tvoří jej hlavně jílovce tmavě šedé až černošedé barvy (Záruba 1948; Chlupáč et al. 2002). Černá barva horniny způsobená rozptýlenou organickou hmotou a také častý výskyt pyritu ukazují

na sedimentační prostředí chudé na kyslík. Vedle jílovců jsou v bohdaleckém souvrství přítomny i prachovce, i když v menším zastoupení. V souvrství se vyskytují i žíly paleobazaltů („diabasů“), jež byly zaznamenány i v průzkumných vrtech v okolí stavby metra. Z fosilií jsou v souvrství zastoupeni trilobiti (*Onnia abducta*, *Selenopeltis*, aj.), ramenonožci, konulárie, lilijice, graptoliti a další. Nad bází bohdaleckého souvrství se vyskytují oolitické karbonátové železné rudy (Chlupáč et al. 2002), které však nebyly při ražbě dosud zaznamenány.



Obr. 1 Fotodokumentace lokality, úložných poměrů studované mineralizace a makrovzorků s mineralizací. a - hloubení průzkumné šachtice, stav z 20. 10. 2019; b - ražba kaloty metra ze dna šachtice, stav z 19. 1. 2020; c - směrně rozlomené vlasové bílé žilky dickitu, stav z 14. 3. 2020; d - mocnější křemenná žíla na výrazné puklině v čelbě raženého tunelu, stav z 15. 2. 2020; e - různá orientace vlasových žilek s dickitem v rámci makrovzorku; f - vzorek křemenné žíly s uzavřenými tmavými útržky jílovce. Terénní snímky P. Stöhr, foto makrovzorků J. Ulmanová.

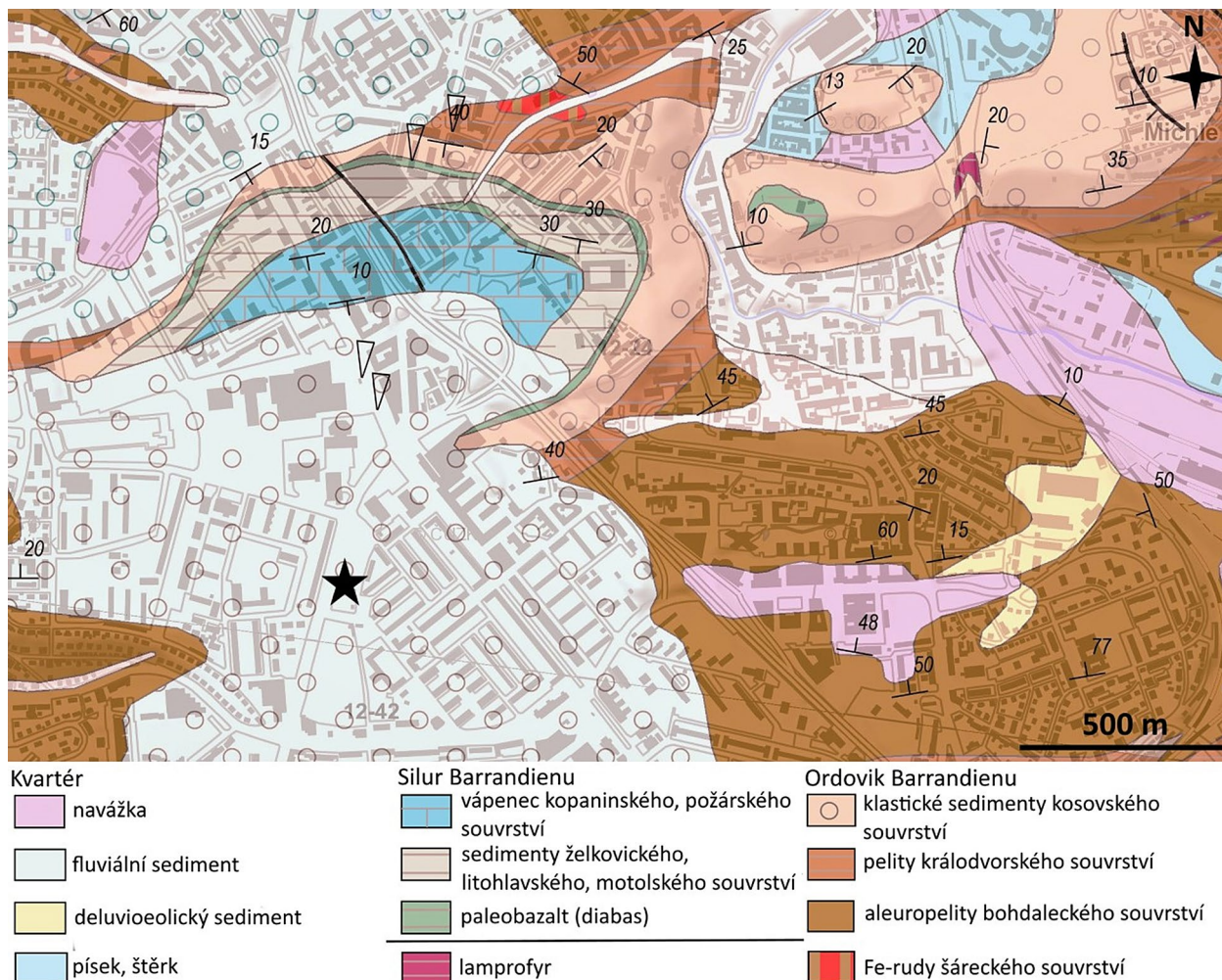
Variská orogeneze se na sedimentech pražské pánve projevila deformací a slabou teplotní alterací hornin. Projevy deformace jsou dokumentovány zvrásněním vrstev a vznikem různých typů poklesových zlomů, násunových zlomů a snad i příkrovů (Melichar 2004; Röhlich 2007). Sedimenty pražské pánve prodělaly většinou relativně nízkou temperovanou diagenetickou přeměnu s maximálními teplotami do cca 100 - 120 °C (Suchý, Rozkošný 1996; Franců et al. 1998; Suchý et al. 2002; Halavínová et al. 2008). Vyšší teplotní vyžralost (mezi 200 - 240 °C) je interpretována pro nejstarší (kambrické a ordovické) horniny pražské pánve (Sandler, Suchý 2004; Slobodník et al. 2012).

Materiál a metodika

Studované vzorky byly odebrány hlavně z odvalu vytěžené horniny. *In situ* byla provedena pouze základní dokumentace úložných poměrů mineralizace. Z odebraných vzorků byly diamantovou pilou vyřezány zajímavější partie a z nich byly zhotoveny naleštěné zalévané preparáty. Studium nábrusů v odraženém světle bylo provedeno na odrazovém polarizačním mikroskopu Nikon Eclipse ME600 vybaveném digitální kamerou Nikon DXM1200F.

Následně byly nábrusy vakuově napařeny uhlíkovou vrstvou o tloušťce 30 nm a studovány na elektronové mikroskopičce Cameca SX-100 (Národní muzeum, Praha). Na přístroji byly pořízeny snímky ve zpětně odražených elek-

tronech (BSE), provedena identifikace jednotlivých fází pomocí energiově disperzních (EDS) spekter a kvantitativně měřeno chemické složení vybraných fází ve vlnově disperzním (WDS) modu. Při kvantitativních analýzách kyslíkatých minerálů byly použity následující podmínky: urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 10 nA (fylosilikáty, apatit), respektive 5 nA (karbonáty) a průměr elektronového svazku 2 μm (apatit, fylosilikáty), respektive 4 μm (karbonáty). Ve fylosilikátech 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 karbonátech obsahy Al, Ca, Co, Cu, Fe, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, S, Si, Sr a Zn a v apatitu obsahy Al, As, Ba, Ca, Ce, Cl, F, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Pb, S, Si, Sr, Y a Zn. Při analýzách byly použity následující standardy a analytické čáry: albit (NaKα), almandin (AlKα, FeKα), apatit (PKα), baryt (BaLα), BN (NKα), celestín (SrLβ, SKα), CePO₄ (CeLα), Cr₂O₃ (CrKα), Cs-sklo (CsLα), diopsid (MgKα), halit (ClKα), chalkopyrit (CuKα), klinoklas (AsLα), LiF (FKα), Ni (NiKα), Rb-Ge-sklo (RbLα), rodonit (MnKα), sanidin (KKα, SiKα, AlKα), TiO₂ (TiKα), V (VKα), vanadinit (PbMα), wollastonit (CaKα, SiKα), YVO₄ (YLα) a zinkit (ZnKα). Při bodových analýzách sulfidů bylo použito urychlovací napětí 25 kV, proud svazku 20 nA a průměr elektronového svazku 1 μm. Měřeny byly obsahy Ag, As, Au, Bi, Cd, Cl, Co, Cu, Fe, Ga, Ge, Hg, In, Mn, Ni, Pb, S, Sb, Se, Sn, Te a Zn. Použité standardy a analytické čáry: Ag (AgLα), Au (AuMα), Bi₂Se₃ (BiMβ), CdTe (CdLα),

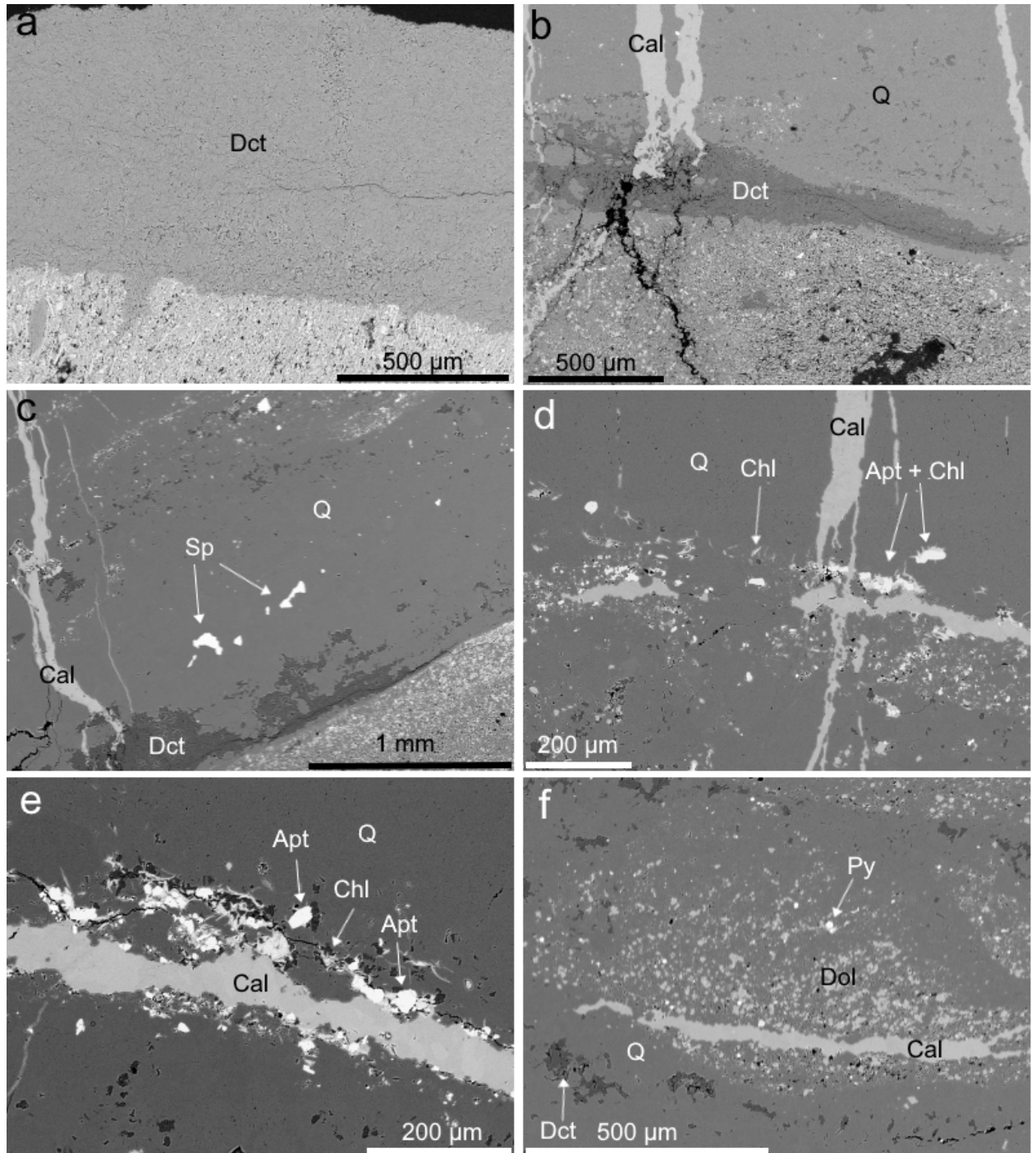


Obr. 2 Geologická pozice studované lokality (označena hvězdičkou). Podkladová mapa převzata a upravena z elektronické verze geologické mapy 1:50000 (www.geology.cz).

Co (CoK α), CuFeS $_2$ (CuK α , SK α), FeS $_2$ (FeK α), GaAs (GaL α), Ge (GeL α), HgTe (HgL α), InAs (InL α), Mn (MnK α), NaCl (ClK α), NiAs (AsL β), Ni (NiK α), PbS (PbM α), PbSe (SeL β), PbTe (TeL α), Sb $_2$ S $_3$ (SbL α), Sn (SnL α) a ZnS (ZnK α). Měřicí časy na píku se pohybovaly obvykle mezi 10 a 30 s (pro dusík 120 s), měřicí časy pozadí trvaly polovinu času měření na píku. Načtená data byla přepočítána na obsahy oxidů vyjádřené v hm. %, s použitím standardní

PAP korekce (Pouchou, Pichoir 1985). Obsahy výše uvedených prvků, které nejsou uvedeny v tabulkách, byly ve všech případech pod mezí stanovitelnosti.

Ramanovská spektra dickitu byla získána za pomoci Ramanova disperzního spektrometru DRX (Thermo Scientific) instalovaném na konfokálním mikroskopu Olympus (Národní muzeum, Praha). Ramanovská spektra byla získána za použití červeného laseru (633 nm) o výkonu



Obr. 3 Minerální asociace a vývin minerálů ze studovaných hydrotermálních žil na BSE snímcích. a - monominerální dickitová (Dct) výplň vlasové žilky v jílovci; b - okraj křemenné žíly na kontaktu s okolní horninou s polohou dickitu a příčnými žilkami kalcitu (Cal). Drobné tmavé inkluze rozptýlené v křemenu (Q) jsou tvořeny dickitem; c - lineárně uspořádané inkluze sfaleritu (Sp) a protažené agregáty dickitu na okraji křemenné žíly; d - lineárně uspořádané inkluze apatitu (Apt, bílé), porůstané chloritem (Chl, poněkud tmavší), uzavřené v křemenu. Asociace je doprovázena mladšími kalcitovými žilkami dvou směrů. e - detail inkluzí apatitu a chloritu uzavřených v křemenu v blízkosti směrné kalcitové žilky. f - shluk inkluzí karbonátů dolomit-ankeritové řady uzavřených v křemenu. Tmavé drobné inkluze patří dickitu. Py - pyrit. Všechny snímky Z. Dolníček.

8 mW v měřícím rozsahu 45 - 4000 cm⁻¹, za použití objektivu 50× a apertury 50 μm pin. Jedno spektrum bylo načítáno 10 minut (expoziční čas 3 s, 200 skenů). Získaná spektra byla následně pomocí obslužného softwaru Omnic 9 automaticky porovnána s referenčními spektry v databázi RRUFF. Číselné hodnoty pozic jednotlivých pásů byly vizualizovány v tomtéž programu.

Rentgenová prášková difrakční data dickitu byla získána pomocí práškového difraktometru Bruker D8 Advance (Národní muzeum, Praha) s polovodičovým pozičně citlivým detektorem LynxEye za užití CuKα záření (40 kV, 40 mA). Práškové preparáty byly nanášeny v acetonové suspenzi na nosič zhotovený z monokrystalu křemíku a následně pak byla pořízena difrakční data ve step-scanning režimu (krok 0.01°, načítací čas 8 s/krok detektoru, celkový čas experimentu cca 15 hod.). Pozice jednotlivých difrakčních maxim byly popsány profilovou funkcí Pseudo-Voigt a upřesněny profilovým fitováním v programu HighScore Plus. Mřížkové parametry byly zpřesněny metodou nejmenších čtverců pomocí programu Celref (Laugier, Bochu 2011).

Charakteristika zjištěné mineralizace

V dokumentovaném úseku tunelu byla zjištěna vrstevnatost černých jílovců bohdaleckého souvrství směru SV - JZ se sklonem cca 75° k SZ. Mocnost vrstev se pohybuje mezi 5 a 30 cm. V jílovcích byly zjištěny dva typy hydrotermálních žil, lišících se strukturní pozicí i minerálním složením. Hojně jsou v jílovcích vlasové (mocnost do 1 mm) monominerální žilky typu I tvořené sněhobílým měkkým a rozpadavým dickitem (obr. 1c). Tyto žilky se vyznačují omezeným laterálním průběhem (kolem 20 - 30 cm); často končí na vrstevní spáře. Vyznačují se také značně variabilní prostorovou orientací vůči vrstevnatosti hornin (obr. 1e). Druhý, méně častý, typ mineralizace (typ II) je reprezentován mocnějšími žilami (až 1 cm), vyplněných hlavně bílo-

šedým křemenem (obr. 1d,f). Tyto žilky protínají hostitelské sedimenty přes celou šířku raženého profilu. Schodovité odsazení či ukončení žilné výplně na vrstevních plochách v tomto případě nebylo zjištěno. Směr těchto žil je SSZ - JJV s úklonem 50° k VSV. Vedle křemene obsahují i dickit, kalcit, karbonáty dolomit-ankeritové řady, apatit, chlorit, pyrit, galenit a sfalerit. Jejich součástí jsou místy i dlouze protažené tenké útržky okolní horniny, orientované svým protažením paralelně s okrajem žíly (obr. 1f).

Tabulka 2 Rentgenová prášková data dickitu z monominerální vlasové žilky.

<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	<i>d</i> _{obs}	<i>I</i> _{obs}	<i>d</i> _{calc}
0	0	2	7.103	60	7.194
0	2	0	4.416	31	4.436
0	2	1	4.245	20	4.239
-1	1	2	3.943	9	3.914
0	2	2	3.776	33	3.776
0	0	4	3.568	100	3.597
0	2	3	3.250	3	3.257
0	2	4	2.788	5	2.794
-1	3	1	2.650	1	2.651
2	0	0	2.554	20	2.556
-1	3	2	2.520	5	2.525
0	0	6	2.4020	1	2.3980
1	1	5	2.3827	10	2.3784
1	3	2	2.3176	73	2.3122
1	3	3	2.1780	2	2.1760
1	1	6	2.0848	1	2.0855
1	3	4	2.0180	1	2.0203
-1	3	5	1.9693	20	1.9677
0	4	4	1.8914	3	1.8879
0	2	7	1.8673	2	1.8650
0	0	8	1.8007	2	1.7985
0	4	5	1.7582	1	1.7567
1	3	6	1.7112	1	1.7109
-1	1	8	1.6787	2	1.6781
-3	1	2	1.6647	3	1.6634
1	1	8	1.6544	3	1.6548
3	1	0	1.6383	4	1.6389
1	5	1	1.6080	2	1.6098
2	2	6	1.5834	1	1.5852
1	3	7	1.5703	<1	1.5725
-3	3	0	1.5541	6	1.5551
2	4	2	1.5512	5	1.5505
-3	3	2	1.5206	1	1.5200
2	4	3	1.5074	1	1.5073
-1	5	5	1.4883	9	1.4883
2	4	4	1.4540	4	1.4526
-3	3	4	1.4269	1	1.4274
2	4	5	1.3894	1	1.3902

Tabulka 1 Příklady chemického složení chloritu (Chl) a dickitu (Dct) ze studovaných žilek. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 14 atomů kyslíku. F/FM = Fe/(Fe+Mg). T - chloritový termometr podle Cathelineau (1988).

An. č.	1	2	3	4	5	6	7
Fáze	Chl	Chl	Chl	Chl	Dct	Dct	Dct
P ₂ O ₅	0	0	0.09	0	0	0	0
SiO ₂	24.66	24.87	23.62	23.75	47.28	45.30	46.56
Al ₂ O ₃	21.57	21.81	22.33	21.62	39.52	38.94	39.10
MgO	4.54	4.62	4.79	4.73	0	0	0
CaO	0.11	0.09	0.31	0.10	0.05	0.04	0
MnO	0.08	0.07	0.09	0.06	0	0	0
FeO	32.58	32.19	32.35	31.69	0	0	0
Celkem	83.54	83.65	83.58	81.95	86.85	84.28	85.66
P ⁵⁺	0	0	0.009	0	0	0	0
Si ⁴⁺	2.838	2.848	2.721	2.784	2.012	1.988	2.009
Al ³⁺	2.926	2.944	3.032	2.987	1.982	2.014	1.988
Mg ²⁺	0.779	0.789	0.823	0.826	0	0	0
Ca ²⁺	0.014	0.011	0.038	0.013	0.002	0.002	0
Mn ²⁺	0.008	0.007	0.009	0.006	0	0	0
Fe ²⁺	3.136	3.083	3.117	3.107	0	0	0
Catsum	9.699	9.680	9.749	9.723	3.997	4.005	3.997
F/FM	0.80	0.80	0.79	0.79			
T (°C)	312	309	350	330			

Tabulka 3 Parametry základní cely dickitu pro monoklinickou prostorovou grupu Cc.

	tato práce	Rocha et al. (2018)
<i>a</i> [Å]	5.145(4)	5.1444(2)
<i>b</i> [Å]	8.930(6)	8.9334(3)
<i>c</i> [Å]	14.388(7)	14.3896(5)
β [°]	96.56(5)	96.544(2)
<i>V</i> [Å ³]	656.8(6)	656.99(4)

Křemen je zcela převažující složkou žil typu II. Makroskopicky má šedobílou barvu (obr. 1f). Křemenná výplň je zcela bez dutin. Při okrajích žíly bývají v křemeni přítomny drobné inkluze či větší, obvykle silně protažené shluky dickitu, které jsou delším rozměrem orientovány rovnoběžně s okrajem žíly. Ve střední části žíly bývají v křemeni vtoušeny shluky drobných zrněk karbonátů dolomit-ankeritové řady a místy i apatitu a chloritu. I tyto uzavřeniny jsou většinou uspořádány paralelně s vnějším okrajem žíly. Porůznu jsou v křemeni také uzavírána drobná zrna a agregáty sulfidů.

Dickit je jediným minerálem vyplňujícím žilky typu I (obr. 3a). Ve vedlejších množstvích je přítomen i v žilách typu II, kde vytváří jednak tenké neprůběžné monominerální pásy na kontaktu s okolní horninou (obr. 3b,c), jednak drobné inkluze či větší agregáty uzavírané porůznu v křemenné žilovině. Agregáty dickitu jsou ve všech případech složeny z drobných zrněk izometrického tvaru o velikosti do 30 μm . Mikrosondové WDS analýzy ukázaly homogenní a velmi jednoduché chemické složení dané fáze v obou typech žil, s obsahy Al a Si v atomovém poměru blízkém 1 : 1 a analytickou sumou kolem 85 hm. % (tab. 1), což je zcela v souladu s chemismem minerálů z kaolinitové skupiny. Ojediněle byly ještě naměřeny u části analýz nízké obsahy Ca (max. 0.003 *apfu*). Identita dickitu byla následně ještě potvrzena jak rentgenometricky, tak pomocí Ramanovy spektroskopie. V Ramanově spektru dickitu byly identifikovány hlavní pásy při 3623, 465, 436, 3709, 749, 797 a 916 cm^{-1} a dále pásy s nízkou intenzitou při 708, 645, 606 a 2331 cm^{-1} (řazeno sestupně dle klesající intenzity). Naměřená rentgenová prášková data dickitu (tab. 2) odpovídají údajům, které pro tento minerál publikovali Rocha et al. (2018). Zpřesněné parametry základní cely dickitu se velmi dobře shodují s publikovanými daty (tab. 3).

Chlorit je akcesorickou komponentou žil typu II. Vytváří drobné vtoušeniny v křemeni ve společnosti apatitu, vůči němuž je vždy mladší (obr. 3d,e). Vtouseniny mají buď tvar jednotlivých, hypautomorfně omezených lístků či šupin (o velikosti do 10 μm) nebo nepravidelných polykrystalických agregátů o velikosti do 30 μm . Typickým znakem je lineární uspořádání chloritových uzavřenin v hostitelském křemeni, paralelní s vnějším okrajem žíly. Existence přednostní orientace chloritových šupin však v rámci těchto „řádků“ zaznamenaná nebyla. V obraze BSE jsou chloritové tabulky a agregáty kompozičně homogenní. Jednotné chemické složení chloritu ukázaly i bodové WDS analýzy (tab. 1). Jde o trioktaedrické Mg-Fe-Al chlority klinochlor-chamositové řady (Bayliss 1975; Wiewióra, Weiss 1990). Při přepočtu empirického vzorce na bázi 14 atomů kyslíku se pohybují obsahy Si mezi 2.72 a 2.85 *apfu*, obsahy celkového Al mezi 2.92 a 3.04 *apfu*, z čehož ^{27}Al zaujímá mezi 1.75 a 1.82 *apfu*, dále obsahy Fe se pohybují mezi 3.05 a 3.15 *apfu*, obsahy Mg mezi 0.78 a 0.83 *apfu* a poměr Fe/(Fe+Mg) kolísá mezi 0.79 a 0.80 (tab. 1). V malém množství jsou v analyzovaných chloritech ještě přítomny Ca (0.007 - 0.055 *apfu*), většinou i Mn (0.000 - 0.014 *apfu*) a ojediněle i fosfor (max. 0.009 *apfu*). V diagramu Melky (1965) padají průměrné body většiny získaných analýz do pole chamositu, ojediněle i *thuringitu* (obr. 4a). Mezi obsahy Ca a Si neexistuje žádná statisticky významná korelace ($r^2 = 0.16$).

Apatit je akcesoricky přítomen v žilách typu II. Vyskytuje se vždy v asociaci s chloritem, který zrna apatitu obrůstá. Izolovaná, xenomorfně až hypautomorfně omezená izometrická zrna apatitu dosahují velikosti až 20 μm

(obr. 3d,e). Orientační bodové WDS analýzy ($n = 7$; tab. 4) ukázaly, že ve strukturní pozici vápníku jsou přítomny mírně zvýšené koncentrace Fe (0.07 - 0.39 hm. % FeO) a někdy i Na (max. 0.19 hm. % Na_2O). Obsah fosforu odpovídá teorii (3.003 až 3.024 *apfu* P), takže nelze uvažovat o přítomnosti většího množství karbonátapatitové komponenty. Naměřený obsah fluoru je vždy vyšší, než by odpovídalo čistému fluorapatitu (mezi 1.18 a 1.32 *apfu*), což může souviset s nevhodnou orientací analyzovaných zrn vůči dopadajícímu elektronovému svazku (Stormer et al. 1993). Klasifikačně tedy odpovídají studované apatity fluorapatitu.

Karbonáty dolomitové řady tvoří v křemeni ze žil typu II většinou drobná, maximálně 10 μm velká, xenomorfně omezená okrouhlá zrna. Koncentrují se do početnějších shluků (obr. 3f), které jsou hojně přítomny v oblasti kolem středu křemenné žíly. Ve shlucích se jednotlivá zrna karbonátu většinou navzájem nedotýkají, vždy jsou od sebe oddělena křemenem. V obraze BSE není patrna zonalita zrn. Značnou homogenitu chemického složení prokázaly i získané bodové WDS analýzy ($n = 15$; tab. 5). Vedle Ca, Mg, Fe, Mn byly u řady analýz zjištěny i slabě zvýšené obsahy Al_2O_3 (max. 0.39 hm. %) a SiO_2 (max. 0.96 hm. %), které mohou pocházet z drobných inkluzí křemene a/nebo dickitu, a někdy také fosforu (max. 0.003 *apfu*), který může substituovat ve struktuře dolomitu uhlík. Při přepočtu empirického vzorce na 2 kationty kovů lze konstatovat systematický mírný přebytek vápníku (1.05 až 1.18 *apfu*) oproti teorii, který je však u karbonátů dolomitové skupiny běžný. Obsah dolomitové molekuly ve studovaných karbonátech kolísá mezi 37.5 a 44.0 mol. %, obsah ankeritové molekuly mezi 42.0 a 46.8 mol. % a obsah kutnohoritové molekuly mezi 10.9 a 16.1 mol. %. V klasifikačním schématu Trdličky, Hoffmana (1975) značně převažují Mg-bohaté ankerity a jen jedna analýza odpovídá již Fe-bohatému dolomitu (obr. 4c).

Pyrit se vyskytuje v akcesorickém množství v žíle typu II, a to v asociaci s inkluzemi karbonátů z dolomitové skupiny (obr. 3f). Vytváří drobná izolovaná okrouhlá zrna o velikosti maximálně do 20 μm , někdy charakterizovaná jemně porézni stavbou. V odraženém světle je krémový, opticky izotropní. V BSE obraze nevykazuje chemickou zonalnost. Orientační WDS analýzy ukázaly vedle Fe a S také mírně zvýšené obsahy Pb (max. 0.12 hm. %), Co (0.04 - 0.07 hm. %) a hlavně Mn (0.16 - 0.50 hm. %; tab. 6).

Sfalerit je rovněž přítomen v malém množství v žilách typu II. Vytváří xenomorfně až hypautomorfně omezená zrna o velikosti až 80 μm , uzavíraná obdobně jako ostatní sulfidy izolovaně v křemeni (obr. 3c), někdy s náznakem uspořádání do řádků, paralelních s okrajem žíly. V odraženém světle je šedý, izotropní. Přeměny nejsou patrné. V BSE obraze je nezonální. Značnou homogenitu chemického složení sfaleritu (i při porovnání různých zrn a různých vzorků) potvrdily i provedené bodové WDS analýzy (tab. 6). Sfalerit obsahuje 0.9 - 1.3 hm. % Fe, 0.05 - 0.36 hm. % Cu a někdy i malá množství In (max. 0.06 hm. %) nebo Sn (až 0.35 hm. %). Obsah Cu ve sfaleritu pozitivně koreluje s obsahy Sn.

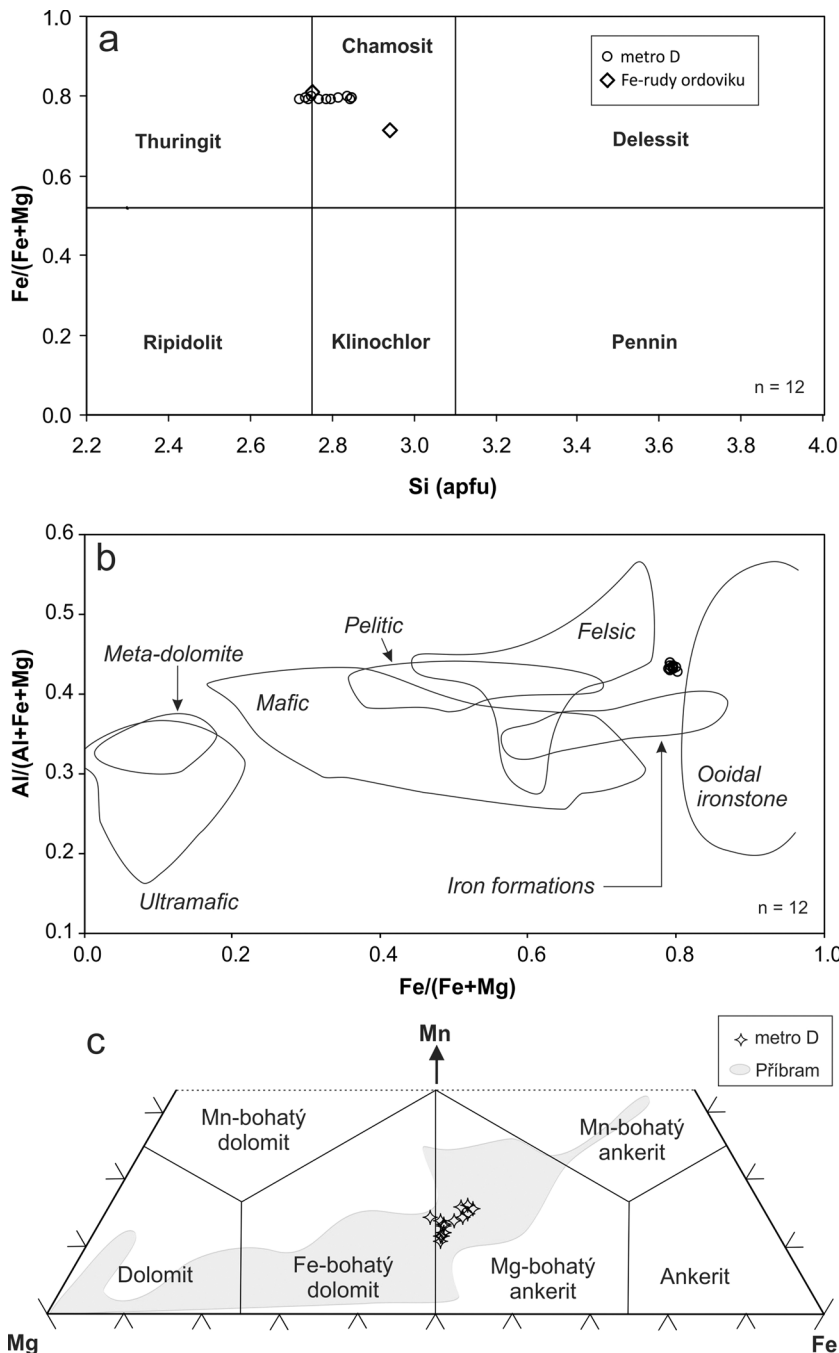
Galenit byl zjištěn jen v jediném zrně o velikosti 8 μm , uzavřeném v křemeni ze žíly typu II. Dvě WDS analýzy ukázaly vedle Pb a S také mírně zvýšený obsah Se (kolem 0.6 hm. %) a také malé příměsi Tl (0.2 - 0.3 hm. %) a In (kolem 0.07 hm. %; tab. 6).

Kalcit představuje v dané paragenezi nejmladší minerální fázi, která v podobě neprůběžných monomi-

nerálních vlasových žilek proniká křemennou výplní žil typu II (obr. 3b-f). Byly zjištěny dva systémy kalcitových žilek - jeden směrný s průběhem křemenné žíly, druhý na ni kolmý (obr. 3d). Výskyt příčných žilek je omezen jen na partie žiloviny tvořené křemenem, zatímco v nekompetentních oblastech žiloviny tvořených dickitem a také v okolním jílovcí tyto žilky buď vyvinuty vůbec nejsou, nebo mají alespoň redukovanou mocnost (obr. 3b,c). V BSE obraze je kalcitová výplň žilek nezonální. Orientační WDS analýzy zjistily vedle dominantního CaO

také 0.07 - 1.67 hm. % MnO a 0.41 - 2.29 hm. % FeO, odpovídající 0.1 - 2.3 mol. % rodochrozitové a 0.6 - 3.1 mol. % sideritové molekuly (tab. 5). V chemickém složení kalcitů z různě orientovaných žilek nebyly zjištěny žádné systematické rozdíly.

Orientačně bylo studováno i fázové složení okolní horniny. Rtg. difrakce zjistila z jílových minerálů přítomnost illit-muskovitu. Studium na mikrosondě ukázalo vedle křemene a akcesorického pyritu také přítomnost illitu a také minerálu z kaolinitové skupiny.



Obr. 4 Variace chemického složení chloritů a karbonátů dolomitové řady a jejich porovnání s publikovanými údaji. a - pozice analyzovaných chloritů v klasifikačním diagramu Melky (1965). b - pozice analyzovaných chloritů v empirickém diagramu Liarda (1988). Pro porovnání je znázorněn i chemismus chloritů ordovických železných rud (Petránek et al. 1988). c - pozice analyzovaných karbonátů dolomitové skupiny v diagramu Trdličky, Hoffmanna (1976). Pro srovnání je uveden rozsah složení karbonátů dolomitové skupiny z příbramského uranového ložiska (data ex Dolníček et al. 2019b).

Diskuse

Vzhledem k nepříznivé bezpečnostní situaci na čelbě raženého tunelu (časté náhlé odpadávání kusů málo soudržné horniny ze stropu) nebylo možno detailně posoudit vzájemný časoprostorový vztah obou typů studovaných žilek. Paragenetická situace však nasvědčuje možnosti, že vlasové dickitové žilky typu I by mohly být poněkud starší než mineralogicky komplexnější mocnější křemenné žíly typu II, které mají monominerální dickitovou výplň vyvinutou na okraji žilné výplně v kontaktu s okolní horninou. Vzhledem k zjevně odlišné prostorové orientaci minimálně části žilek typu I nelze vyloučit, že tyto žilky představují výplně méně rozvětvených trhlin zpeřených k hlavní puklině, vyplněné křemennou žílou typu II. Směr námi dokumentované žíly typu II (SSZ - JJV) se shoduje se směrem zlomu, který je v geologické mapě 1:50000 indikován poněkud severněji od dokumentovaného místa ražby (obr. 2). Nelze tedy vyloučit možnou souvislost vzniku studované mineralizace s vývojem této poměrně významné (mapovatelné) zlomové struktury.

Mineralizace žil typu II se vyznačuje specifickou vnitřní stavbou, charakterizovanou zonálním uspořádáním drobných inkluzí většiny dalších fází (dickitu, apatitu, chloritu, karbonátů dolomit-ankeritové řady, sferilitu), přičemž tyto zóny bez/s obsahem minerálních inkluzí jsou uspořádány rovnoběžně s vnějším okrajem žíly. Ve stejné orientaci jsou v žilovině uzavírány i útržky okolní horniny. Popisované texturní uspořádání je charakteristické pro žilky vznikající mechanismem *crack-seal*, tedy procesem opakovaného postupného otevírání pukliny, po každém kroku následovaného vyplněním volného prostoru minerálními fázemi krystalizujícími z fluid (např. Ramsay 1980; Hurai et al. 2002; Urubek et al. 2014). Každá růstová zóna v žíle pak představuje výsledek jedné takové dílčí kombinované vývojové epizody. Uvedený mechanismus vzniku by velmi

dobře vysvětloval i absenci významnější variability chemického složení minerálů (zejména chloritů a karbonátů dolomit-ankeritové řady) - vzhledem k rychlosti krystalizačního procesu nelze předpokládat výraznější uplatnění frakcionačních procesů, které za vznikem růstové zonalnosti často stojí (srov. výrazně vyvinutý frakcionační trend u karbonátů dolomitové skupiny z příbramského rudního revíru, situovaného ve stejné geologické jednotce; obr. 4c). Výrazně rozdílné fázové složení minerálních inkluzí v jednotlivých zónách studované křemenné žíly svědčí buď o výrazně odlišných fyzikálně-chemických podmínkách (teplota, tlak, Eh, pH) při krystalizaci a/nebo o uplatnění fluid různého původu a chemického složení. V této souvislosti je velmi zajímavé chemické složení chloritu, které se vyznačuje poměrně nízkým obsahem Si a vysokým poměrem Fe/(Fe+Mg) s ohledem na skutečnost, že studovaný minerál pochází z prostředí jílovců (srov. Zhang et al. 2008; Urubek et al. 2014). V empirickém diagramu Liarda (1988) padají průměrné body získaných analýz spíše do blízkosti polí chloritů železnorudných formací než pelitických hornin (obr. 4b). Chemické složení chloritu je blízké Fe-bohatému chloritu popisovanému z ordovických sedimentárních železných rud Barrandienu (Petránek et al. 1988; obr. 4a). Pro ordovické železné rudy je charakteristická i přítomnost apatitu (Petránek et al. 1988; Buriánek et al. 2019), který se vyskytuje v námi studované mineralizaci v těsné asociaci s chloritem. Výskyty železných rud jsou známy i z bohdaleckého souvrství (Chlupáč et al. 2002), nelze tedy vyloučit, že epizoda vývoje křemenné žíly charakterizovaná vznikem asociace železem bohatého chloritu a apatitu byla podmíněna spoluúčastí fluid pocházejících (příp. interagujících) s těmito železnými rudami. To by nasvědčovalo širší cirkulaci fluid, minimálně v rámci různých litotypů hostitelského bohdaleckého souvrství, případně i se staršími litostratigrafickými členy ordoviku Barrandienu, z nichž mnohé rovněž obsahují polohy železných rud (přehledně viz Chlupáč et al. 2002). V této souvislosti je podpůrnou indicií i zjištění zvýšených obsahů selenu v galenitu: Dolníček a Nepejchal (2019), kteří popsali výskyt akcesorického clausthalitu na hydrotermálních žilkách protínajících čočku sedimentárně-exhalačních železných rud typu Lahn Dill ve

Tabulka 4 Chemické složení apatitu ze žíly typu II. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základě 5 kationtů v pozici vápníku.

An. č.	1	2	3	4	5	6	7
P ₂ O ₅	41.93	42.12	41.69	41.86	42.12	42.52	42.29
SiO ₂	0	0	0	0	0	0	0.22
FeO	0.39	0.25	0.20	0.07	0.17	0.15	0.14
CaO	54.30	55.11	54.65	54.67	54.92	54.20	54.56
Na ₂ O	0.15	0	0	0	0.19	0.12	0.17
F	4.50	4.48	4.51	4.37	4.97	4.59	4.19
O=F	-1.90	-1.89	-1.90	-1.84	-2.09	-1.93	-1.76
Celkem	99.37	100.07	99.16	99.13	100.28	99.64	99.81
P ⁵⁺	3.020	3.009	3.005	3.022	3.003	3.024	3.011
Si ⁴⁺	0	0	0	0	0	0	0.019
Subtot.	3.020	3.009	3.005	3.022	3.003	3.024	3.030
Fe ²⁺	0.028	0.018	0.015	0.005	0.012	0.010	0.010
Ca ²⁺	4.948	4.982	4.985	4.995	4.956	4.970	4.962
Na ⁺	0.024	0	0	0	0.032	0.019	0.029
Subtot.	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
F ⁻	1.211	1.196	1.215	1.180	1.323	1.242	1.125

Tabulka 5 Příklady chemického složení karbonátů dolomit-ankeritové řady (Dol, Ank) a kalcitu (Cal) ze žíly typu II. Obsahy oxidů v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základě 2 (dolomit-ankerity), resp. 1 atomu Ca+Mg+Mn+Fe (kalcit). Obsahy koncových členů v mol. %.

An. č.	1	2	3	4	5	6	7
Minerál	Dol	Ank	Ank	Ank	Ank	Cal	Cal
P ₂ O ₅	0.08	0	0	0	0	0.07	0
SiO ₂	0.51	0	0.15	0	0.62	0	0
Al ₂ O ₃	0.10	0.18	0.39	0	0.29	0	0
CaO	26.58	27.57	27.69	26.49	28.02	53.30	53.21
MgO	7.40	7.50	5.92	7.85	5.98	0	0
MnO	4.26	3.28	4.41	3.92	4.41	0.07	1.57
FeO	12.67	13.69	12.72	14.66	13.33	2.18	0.40
Celkem	56.41	52.48	52.71	53.16	52.88	55.72	55.46
P ⁵⁺	0.003	0	0	0	0	0.001	0
Ca ²⁺	1.060	1.075	1.122	1.020	1.116	0.968	0.971
Mg ²⁺	0.411	0.407	0.334	0.420	0.331	0	0
Mn ²⁺	0.134	0.101	0.141	0.119	0.139	0.001	0.023
Fe ²⁺	0.395	0.417	0.402	0.440	0.414	0.031	0.006
Do (Mag)	43.7	44.0	38.0	42.9	37.5	(0.0)	(0.0)
Ktn (Rdc)	14.3	10.9	16.1	12.2	15.7	(0.1)	(2.3)
Ank (Sid)	42.0	45.1	45.9	44.9	46.8	(3.1)	(0.6)
(Cal)						(96.8)	(97.1)

Tabulka 6 Příklady chemického složení galenitu (Ga), pyritu (Py) a sfaleritu (Sp) ze žíly typu II. Obsahy v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základě 2 (pyrit), resp. 1 (galenit, sfalerit) aniontu.

An. č.	1	2	3	4	5	6	7
Minerál	Ga	Ga	Py	Py	Sp	Sp	Sp
Pb	87.19	85.79	0.12	0.09	0	0	0
Fe	0	0	45.56	45.56	1.28	1.28	0.90
Co	0	0	0.07	0.04	0	0	0
Zn	0	0	0	0.05	65.05	65.11	66.38
Cu	0	0	0	0	0.36	0.08	0.05
Sn	0	0	0	0	0.35	0.12	0
In	0.07	0.07	0	0	0	0	0.05
Mn	0	0	0.16	0.50	0	0	0
Tl	0.18	0.32	0	0	0	0	0
S	13.30	13.09	52.54	52.90	32.88	33.01	33.42
Se	0.57	0.60	0	0	0	0	0
Celkem	101.31	99.87	98.45	99.15	99.93	99.61	100.81
Pb	0.997	0.996	0.001	0.001	0	0	0
Fe	0	0	0.996	0.989	0.022	0.022	0.016
Co	0	0	0.002	0.001	0	0	0
Zn	0	0	0	0.001	0.970	0.967	0.974
Cu	0	0	0	0	0.006	0.001	0.001
Sn	0	0	0	0	0.003	0.001	0
In	0.002	0.002	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0.003	0.011	0	0	0
Tl	0.002	0.004	0	0	0	0	0
Catsum	1.001	1.001	1.001	1.002	1.001	0.992	0.991
S	0.983	0.982	2.000	2.000	1.000	1.000	1.000
Se	0.017	0.018	0	0	0	0	0
Ansum	1.000	1.000	2.000	2.000	1.000	1.000	1.000

vrbenké skupině silezika, vysvětlují výraznější uplatnění Se ve fluidech vyšším Eh hostitelského prostředí železných rud s obsahem hematitu a magnetitu. V tomto směru lze tedy jednoznačně uvažovat o externím původu fluid, neboť v prostředí černošedých, organickou hmotou a pyritem bohatých jílovců nelze vznik fluid se zvýšeným Eh předpokládat.

Značně nekonzistentní údaje poskytují různé na žilách přítomné minerální fáze, pokusíme-li se o interpretaci teplot jejich vzniku. Dickit je nepříliš běžným členem kaolinitové skupiny, který na hydrotermálních žilách vzniká za teplot 150 - 250 °C (Zotov et al. 1998), zatímco za teplot nad 300 °C je místo minerálů ze skupiny kaolinitu stabilní pyrofyilit či andalusit (Hemley et al. 1980) a za teplot nižších než 150 °C je stabilní kaolinit (Zotov et al. 1998). Chloritový termometr podle Cathelineau (1988) indikuje pro chlority z křemenné žíly teploty vzniku mezi 309 a 350 °C (tab. 1). Zvýšený obsah cínu a současně i mědi při absenci stříbra naznačují jejich vstup do sfaleritu ve formě stanninové složky (Cook et al. 2009). Stanovený maximální obsah Sn ve sfaleritu (0.36 hm. %) odpovídá podle experimentálních údajů o vzájemné rozpustnosti staninu a sfaleritu (Nekrasov et al. 1981) teplotě krystalizace sfaleritu minimálně kolem 300 °C. Zvýšené obsahy Mn v pyritu naproti tomu pravděpodobně indikují velmi nízké teploty vzniku pod 100 °C, jak naznačuje výskyt vysoce Mn obohacených pyritů (až 0.5 hm. % Mn) výhradně v sedimentech (Shikazono et al. 1994; Dolníček et al. 2019a, 2020). Získané teplotní údaje lze sumarizovat v tom smyslu, že teplota vzniku různých mineralogicky odlišných „růstových zón“ křemenné žíly velmi pravděpodobně kolísala, a to v dosti širokých mezích (<100 - 350 °C).

Z porovnání s publikovanými údaji vyplývá, že nejvyšší interpretované teploty vzniku žilné výplně přesahovaly až o cca 100 °C maximální teploty, jimž byly okolní horniny od svého vzniku vystaveny (srov. Suchý, Rozkošný 1996; Franců et al. 1998; Sandler, Suchý 2004). Zároveň jsou maximální zjištěné teploty o zhruba stejnou hodnotu vyšší, než nejvyšší dosud dokumentované teploty vzniku hydrotermálních žil v této oblasti (Suchý et al. 2002; Halavínová et al. 2008; Slobodník et al. 2012). Z geologické situace vyplývá, že studované žíly typu II protínají variskou stavbu a jde tedy o posttektonickou mineralizaci. Zároveň je zřejmé, že vznik studované mineralizace nemohl být vázán na procesy související s maximálním regionálním variským prohřátím hornin Barrandienu, protože v tom případě by bylo velmi obtížné vysvětlit jednak epizodický výrazný pokles teploty při vzniku žíly až pod 100 °C, jednak značnou vzácnost výskytu dickitu v oblasti Barrandienu (dosud byl popsán jen jediný výskyt v ordoviku u Zdic - Povondra, Slánský 1964). Pro vysvětlení nejvyšších teplot nelze s největší pravděpodobností uvažovat ani „doplňkový“ zdroj tepla například v pozdně variských magmatických intruzích, které v dané oblasti dosud nebyly zjištěny. Genezi popisované mineralizace lze podle našeho názoru nejlépe vysvětlit tektonickými procesy souvisejícími s vývojem posttektonických křehkých struktur (zlomů) v dané oblasti. Opakovaně oživaná aktivita zlomu s dominantně tektonicky řízeným pohybem fluid a doprovázená i lokální produkcí frikčního tepla, umožňující epizodicky i vznik přehřátých fluid (srov. Milovský 2000; Hurai et al. 2002; Dolníček et al. 2012), by mohla dobře vysvětlit vznik pozorované texturní i mineralogické zónnosti i zjištěnou výjimečně širokou variabilitu v teplotách vzniku jednotlivých „přirůstkových zón“ výplně žil typu II.

Závěr

V úvodní části nově raženého tunelu metra linky D byly v Praze na Pankráci v jílovcích bohdaleckého souvrství (ordovik Barrandienu) zastiženy dva typy žilné hydrotermální mineralizace. První typ představují krátké vlasové žilky vyplněné dickitem. Druhý typ je reprezentován mocnějšími žilkami s převahou křemene, probíhajícími přes celou šířku čelby raženého tunelu. Vedle křemene tyto žilky obsahují i dickit, chlorit (*thuringit*-chamosit), karbonáty dolomit-ankeritové řady, kalcit, fluorapatit, pyrit, galenit a sfalerit. S výjimkou kalcitu, který žilkovitě protíná starší křemennou výplň, vytvářejí všechny zmíněné další minerály v křemenu drobné inkluze, jež jsou obvykle uspořádány paralelně s vnějším okrajem žíly. Na základě minerální asociace a chemického složení minerálů lze usuzovat na značně variabilní teploty vzniku jednotlivých mineralogicky rozdílných domén křemenné výplně v intervalu <100 - 350 °C. Předpokládáme vícefázový, epizodický vznik jednotlivých partií výplně žíly, blízký mechanismu *crack-seal*, který byl vázán na postupný vývoj zlomové struktury. Nejvyšší teploty vzniku žilné výplně, přesahující o cca 100 °C maximální dosud zjištěné teploty variského prohřátí spodnopaleozoických hornin pražské pánve, vysvětlujeme produkcí frikčního tepla ve zlomové struktuře. Je pravděpodobné, že část fluid pocházela z prostředí sedimentárních železných rud.

Poděkování

Autoři děkují vedení stavby a straně geotechnického dozoru SG Geotechnika za umožnění terénního výzkumu, odběru vzorků a svolení danou problematiku publikovat. Práce na článku byly finančně podpořeny Ministerstvem kultury ČR v rámci institucionálního financování výzkumné organizace Národní muzeum (00023272 - cíl DKRVO 1.II.b). Anonymnímu recenzentovi a P. Paulišovi děkujeme za věcné připomínky, které přispěly k vylepšení rukopisu.

Literatura

- BAYLISS P (1975) Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can Mineral* 13:178-180
- BURIÁNEK D, BUBÍK M, VŠIANSKÝ D (2019) Nový pohled na genezi ordovické oolitické rudy z ložiska Skalka u Mníšku pod Brdy (pražská pánev, Barrandien). *Geol Výzk Mor Slez* 26(1-2): 80-89
- CATHELINEAU M (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner* 23: 471-485
- COOK NJ, CIOBANU CL, PRING A, SKINNER W, SHIMIZU M, DANYUSHEVSKY L, SAINI-EIDUKAT B, MELCHER F (2009) Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. *Geochim Cosmochim Acta* 73: 4761-4791
- DOLNÍČEK Z, NEPEJCHAL M (2019) Sylvanit, clausthalit a doprovodné minerály ze železnorudného ložiska typu Lahn-Dill Pittenwald u Skal u Rýmařova. *Bull Mineral Petrolog* 27(1): 82-88
- DOLNÍČEK Z, KROPÁČ K, JANIČKOVÁ K, URUBEK T (2012) Diagenetic source of fluids causing the hydrothermal alteration of teschenites in the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic: Petroleum-bearing vein mineralization from the Stříbrník site. *Mar Petrol Geol* 37: 27-40
- DOLNÍČEK Z, KANDRNÁL L, ULMANOVÁ J, VRATISLAVSKÁ E, HOJAČ P (2019a) Historická těžba pelosideritů na lokalitě Koryčanská cesta u Moravan, jižní Chřiby. *Bull Mineral Petrolog* 27: 304-316

- DOLNÍČEK Z, ULMANOVÁ J, SEJKORA J, ŠKÁCHA P (2019b) Nerudní minerály Au-Ag-Sb-Bi-Te mineralizace z ložiska Bytíz, příbramský rudní revír. Sborník abstraktů Otevřeného kongresu ČGS a SGS, Beroun: 20
- DOLNÍČEK Z, KANDRNÁL L, ULMANOVÁ J, VRATISLAVSKÁ E, HOJAČ P (2020) Mineralogická charakteristika fosforitové konkrece s rodochrozem z lokality Tabarky, severní Chřiby. Bull Mineral Petrolog 28: 35-43
- FRANCŮ E, MANN U, VOLK H (1998) Model of burial and thermal history of the Tobolka-1 borehole profile in the Prague basin. Acta Univ Carol, Geol 42: 248-249
- HALAVINOVÁ M, MELICHAR R, SLOBODNÍK M (2008) Hydrothermal veins linked with the Variscan structure of the Prague Synform (Barrandien, Czech Republic): resolving fluid-wall rock interaction. Geol Quart 52(4): 309-320
- HAVLÍČEK V (1982) Ordovician in Bohemia: Development of the Prague Basin and its benthic communities. Sbor geol Věd, Geol 37: 10-136
- HEMLEY JJ, MONTROYA JW, MARINENKO JW, LUCE RW (1980) Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration/mineralization processes. Econ Geol 75: 210-228
- HURAI V, KIHLE J, KOTULOVÁ J, MARKO F, SWIERCZEWSKA A (2002) Origin of methane in quartz crystals from the Tertiary accretionary wedge and fore-arc basin of the Western Carpathians. Appl Geochem 17: 1259-1271
- CHLUPÁČ I, BRZOBOHATÝ R, KOVANDA J, STRÁNÍK Z (2002) Geologická minulost České republiky. Academia Praha
- LAUGIER J, BOCHU B (2011) LMGP-suite of programs for the interpretation of X-ray experiments. <http://www.ccp14.ac.uk/tutorial/lmgp>. Přístup duben 2011
- LIARD J (1988) Chlorites: metamorphic petrology. In: BAILEY SW (ed) Hydrous phyllosilicates. Rev Mineral 19: 405-447
- MELICHAR R (2004) Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. Krystalinikum 30: 167-187
- MELKA K (1965) Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. Věst Ústř Úst geol 40: 23-27
- MILOVSKÝ R (2000) Mechanizmy presunu superficiálních příkrovov Centrálných Západných Karpát: úloha pretlaku fluidů na ich báze. MS, disertační práce, Geol Úst SAV Bratislava
- NEKRASOV IJ, SOROKIN VI OSADCHIY JG (1981) Causes of increased tin capacity of sphalerite. Int Geol Rev 23(2): 173-178
- PETRÁNEK J, DUREMBERGOVÁ D, MELKA K (1988) Oolitic iron ore deposits at Chrustenice (Ordovician, Bohemia). Sborn geol věd, Lož Geol Mineral 28: 9-55
- POUCHOU JL, PICHOIR F (1985) "PAP" ($\phi\rho Z$) procedure for improved quantitative microanalysis. In: ARMSTRONG JT (ed) Microbeam Analysis: 104-106. San Francisco Press, San Francisco
- POVONDRA P, SLÁNSKÝ E (1964) Nové výskyty dickitu v Československu. Acta Univ Carol, Geol 1964: 25-42
- RAMSAY JG (1980) The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature 284: 135-139
- RÖHLICH P (2007) Structure of the Prague Basin: The deformation diversity and its causes (the Czech Republic). Bull Geosci 82(2): 175-182
- ROCHA J, PAZ FAA, SARDO M, MAFRA L (2018) Revisiting the crystal structure of dickite: X-ray diffraction, solid-state NMR, and DFT calculations study. Am Mineral 103: 812-818
- SANDLER A, SUCHÝ V (2004) Deep burial diagenesis of clays in the Tobolka-1 borehole, Czech Republic. In: Annual Meeting of the Israel Society for Clay Research 2004: 22-23. Jerusalem
- SHIKAZONO N, NAKATA M, TOKUYAMA E (1994) Pyrite with high Mn content from the Nankai Trough formed from subduction-induced cold seepage. Mar Geol 118: 303-313
- SLOBODNÍK M, MELICHAR R, HURAI V, BAKKER RJ (2012) Litho-stratigraphic effect on Variscan fluid flow within the Prague synform, Barrandian: Evidence based on C, O, Sr isotopes and fluid inclusions. Mar Petrol Geol 35: 128-138
- STORMER JCJR, PIERSON MJ, TACKER RC (1993) Variation of F and Cl X-ray intensity due to anisotropic diffusion of apatite during electron microprobe analysis. Am Mineral 78: 641-648
- SUCHÝ V, DOBEŠ P, FILIP J, STEJSKAL M, ZEMAN A (2002) Conditions for veining in the Barrandian Basin (Lower Palaeozoic), Czech Republic: evidence from fluid inclusion and apatite fission track analysis. Tectonophysics 348: 25-50
- SUCHÝ V, ROZKOŠNÝ I (1996) Diagenesis of clay minerals and organic matter in the Přídolí Formation (Upper Silurian), the Barrandian Basin, Czech Republic: first systematic survey. Acta Univ Carol, Geol 38: 401-409
- TRDLÍČKA Z, HOFFMAN V (1975) Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR). Freiberg Forschungshefte 6: 29-81
- URUBEK T, DOLNÍČEK Z, KROPÁČ K (2014) Genesis of syn-tectonic hydrothermal veins in the igneous rock of teschenite association (Outer Western Carpathians, Czech Republic): growth mechanism and origin of fluids. Geol Carpath 65: 419-431
- WIEWIÓRA A, WEISS Z (1990) Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. Clay Miner 25: 83-92
- ZÁRUBA Q (1948) Geologický podklad a základové poměry vnitřní Prahy. Geologický ústav Československé republiky, Praha: 1-83
- ZHANG Z, LIU S, WU J (2008) Characteristic and the formation conditions of chlorite in Xiazhuang uranium ore-field, South China. Geochim Cosmochim Acta 72: 1092
- ZOTOV A, MUKHAMET-GALEEV A, SCHOTT J (1998) An experimental study of kaolinite and dickite relative stability at 150-300 °C and the thermodynamic properties of dickite. Am Mineral 86: 516-524