

HYDROTHERMÁLNÍ MINERALIZACE V PÍSKOVČÍCH PESTRÝCH GODULSKÝCH VRSTEV NA LOKALITĚ BYSTRÝ POTOK (MORAVSKOSLEZSKÉ BESKYDY)

HYDROTHERMAL MINERALIZATION IN SANDSTONES OF VARIEGATED GODULA MEMBER
AT THE LOCALITY BYSTRÝ POTOK (MORAVSKOSLEZSKÉ BESKYDY MTS.)

ZDENĚK DOLNÍČEK, MARTIN POLÁCH

Abstract

Dolníček Z., Polách M. (2009): Hydrotermální mineralizace v pískovcích pestrých godulských vrstev na lokalitě Bystrý potok (Moravskoslezské Beskydy). – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 94: 97-110. Brno.

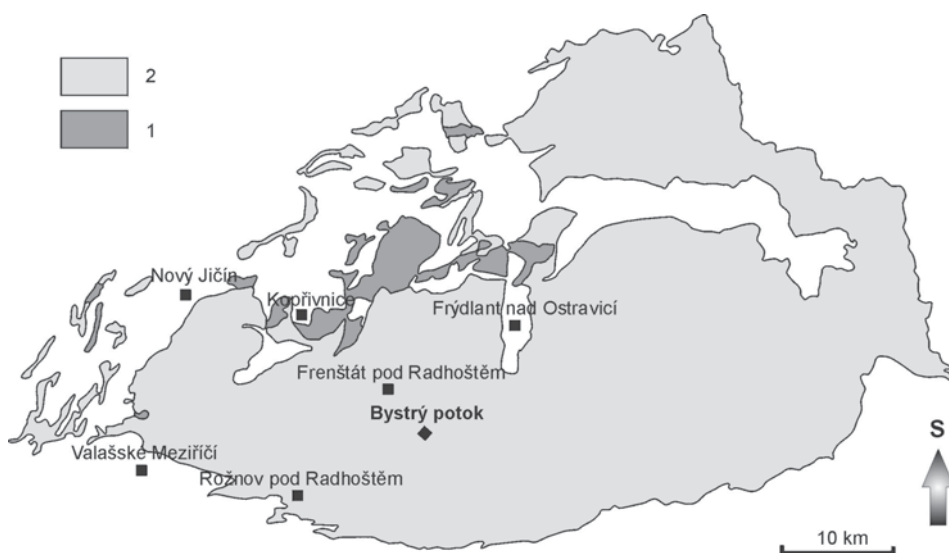
Hydrothermal mineralization in sandstones of Variegated Godula Member at the locality Bystrý potok (Moravskoslezské Beskydy Mts.)

Tiny hydrothermal veinlets hosted by Upper Cretaceous siliciclastic flysch sediments of the Variegated Godula Member (Godula Development, Silesian Unit, Outer West Carpathians) have been studied from mineralogical, fluid inclusion and stable isotope points of view. The occurrence of mineralization composed of quartz, and three populations of calcite containing isolated grains and aggregates of galena and chlorite (chamosite) is restricted only to sandstone beds. Fluid inclusions hosted by quartz trapped a heterogeneous mixture of aqueous solution and vapour phase at temperature of ~120 °C, whereas calcite-hosted fluid inclusions enclosed homogeneously trapped aqueous fluids (Th = 111-155 °C). The salinities are generally low, between 1.1 and 2.6 wt. % NaCl eq. The highly positive fluid $\delta^{18}\text{O}$ values (+6.2 to +9.5 ‰ SMOW) and variable fluid $\delta^{13}\text{C}$ values (-4.3 to -9.5 ‰ PDB) have been found. The origin of the hydrothermal minerals is interpreted to be in "diagenetic" fluids that have been probably generated during deeper burial and/or subsequent tectonic deformations of the host clay-rich sedimentary rocks.

Key words: Silesian Unit, hydrothermal mineralization, sandstone, calcite, chlorite, fluid inclusions, stable isotopes
Zdeněk Dolníček, Martin Polách, Department of Geology, Faculty of Science, Palacký University, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz, Giraffe@seznam.cz

Úvod

V české části flyšových Západních Karpat je slezská jednotka, budující Moravskoslezské Beskydy a Podbeskydskou pahorkatinu, územím bezpochyby nejbohatším na výskyty různých typů hydrotermálních mineralizací. Nejpočetnější a zároveň mineralogicky nejpestřejší jsou lokality situované ve vyvěřelých horninách těšinitové asociace a v pelosideritech (BURKART 1953, ROTH a MATĚJKA 1953, KRUŽA 1966, KUDĚLÁSKOVÁ *et al.* 1990, POLÁCH 2008, URUBEK a DOLNÍČEK 2008). Naproti tomu mineralogicky řádní jsou rozsáhlé oblasti budované siliciklastickými flyšovými sedimentárními horninami. V tomto horninovém prostředí jsou hydrotermální mineralizace zpravidla reprezentovány jen kalcitovými žilkami. Spíše výjimečné jsou zde výskyty i dalších „běžných“ minerálů – pyritu, či křemene (KRUŽA 1966, POLÁCH 2008). Křemen může být lokálně vyvinutý i v podobě



Obr. 1. Schematická geologická mapa slezské jednotky s vyznačenou lokalitou. Upraveno podle STRÁNÍKA *et al.* (1993). Vysvětlivky: 1 – bašský vývoj, 2 – godulský vývoj.

Fig. 1. Schematic geological map of Silesian unit with marked studied locality. Modified from STRÁNÍK *et al.* (1993). Explanations: 1 – Baška Development, 2 – Godula Development.

dokonale omezených krystalků křišťálu, tzv. marmarošských démantů, např. na lokalitě Ostravice (KRUTA 1966).

Určitou výjimku v tomto směru představuje nově objevená lokalita Bystrý potok (POLÁCH 2008), kde byl zaznamenán i výskyt galenitu a chloritu. Podrobnější mineralogická charakteristika této lokality, doplněná i o výsledky studia fluidních inkluzí a stabilních izotopů uhlíku a kyslíku, je předmětem předložené práce.

Geologická pozice a okolní hornina

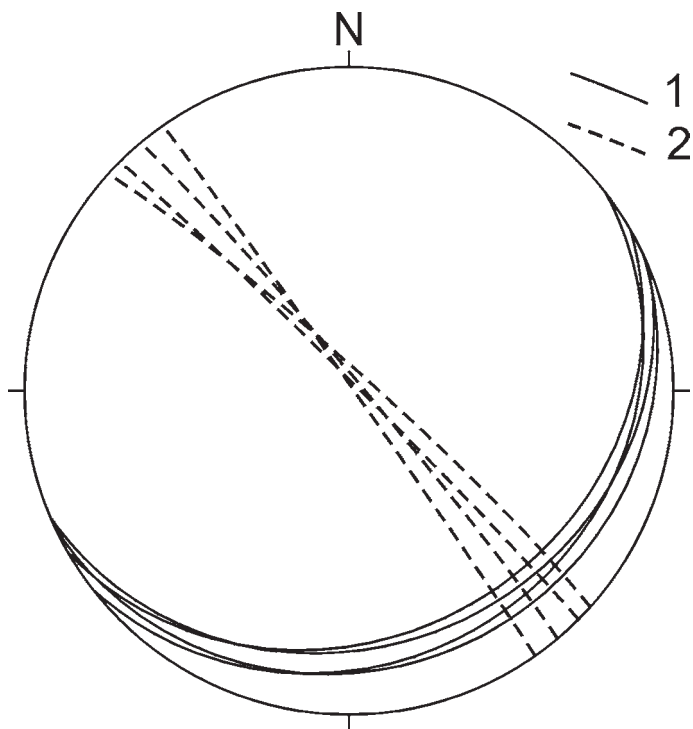
Studovaná lokalita se nachází ve střední části Moravskoslezských Beskyd, asi 6 km jihovýchodně od Frenštátu pod Radhoštěm, v přirozeném zářezu Bystrého potoka. Je situována cca 1500 m zsz. od kóty Velká Stolová a cca 1600 m sv. od Noříčích hor. GPS souřadnice lokality jsou N49° 30,978' E18° 16,928', nadmořská výška 609 m n. m. Na pravém břehu potoka je v daném místě odkryt skalní výchoz o délce cca 15 m a výšce asi 20 m.

Geologicky patří toto území do godulského vývoje slezské jednotky (obr. 1). Stratigraficky spadá studovaná lokalita do pestrých godulských vrstev (ELIÁŠ 1998), obsahujících sedimenty stáří cenoman až svrchní turon (CHLUPÁČ *et al.* 2002, SKUPIEN a VAŠÍČEK 2003).

Na výchoze je odkryto rytmické střídání pestrých (hnědých, zelených, šedých) rozpadavých jílovců s pevnými zelenošedými pískovci. Jílovce kvantitativně převažují, pískovce tvoří max. 10 cm mocné polohy. Monoklinálně uložené vrstvy mají směr VSV–ZJZ se sklonem 15–25° k JJV (obr. 2). Na vrstevních plochách pískovců bývají časté mechano-glyfy.

Pískovec má ve výbruse psamitickou strukturu. Přibližně 80–90 % objemu horniny zaujímají klasty (velikost kolísá nejčastěji mezi 0,05 a 0,5 mm). Klasty jsou tvořeny z 90 % křemenem. Zcela převažují křemeny monokrystalické, tvořené jedním individuem křeme-

Obr. 2. Obloukový diagram orientace vrstevnatosti (1) a hydrotermálních žilek v pískovcových vrstvách (2) (spodní polokoule Lambertovy projekce).
 Fig. 2. Arc diagram of orientation of strata (1) and hydrothermal veinlets hosted by sandstone beds (2) (lower hemisphere of Lambert's projection).



ne, méně hojně jsou polykrystalické agregátní křemeny. Monokrystalické křemeny jsou izometrické, poloostrohranné až ostrohranné, v partiích s velmi malým množstvím tmele až laločnaté do sebe zapadající (tlakové rozpouštění?), většinou bez undulózniho zhášení. Polykrystalické klasty křemene jsou obvykle velmi jemnozrné (kolem 5–20 μm), okrouhlé, s ne vždy zřetelnou hranicí s tmelem. Typické je pro ně undulózni zhášení a někdy i příměs dalších opticky těžko identifikovatelných minerálních fází (fylosilikáty?). V podstatně menší míře jsou klasty v hornině tvořeny dalšími minerály – agregáty glaukonitu, zrnů živců, karbonátů, muskovitem, chloritizovaným biotitem a akcesoriemi. Oválné agregáty trávově zeleného glaukonitu jsou složeny z drobných šupinek. V partiích s nízkým obsahem tmele mají nepravidelný tvar díky tomu, že do nich byly „zatlačeny“ klasty křemene. Podobná je situace i u klastů karbonátu. Ty jsou obvykle v procházejícím světle špatně průhledné, tvořené mikritem či sparitem. Klasty živců jsou poměrně vzácné, reprezentované značně sericitizovaným plagioklasem a mnohem lépe zachovalým K-živcem. Ze slíd převažují klasty muskovitu nad chloritizovaným biotitem. Šupiny slíd mohou být někdy zprohýbané a/nebo limonitizované. Akcesorie jsou zastoupeny nepravidelnými zrnky turmalínu, granátu, rutilu, hypautomorfními zirkony, a opakními minerály, které vytvářejí poloostrohranná až oválná zrna, někdy s patrnými limonitovými lemy. Až v katodové luminiscenci lze rozeznat drobná ($\sim 0,05$ mm) izometrická zrnka apatitu. Tmel zaujímá cca 10–20 obj. % plochy výbrusu a jeho charakter do značné míry závisí na jeho množství. V partiích bohatších na tmel je tmel ve výbrusu nahnědlý, špatně průhledný a velmi jemnozrný (zrnka pod 2 μm), při zkřížených nikolech téměř izotropní. V partiích chudých na tmel je tmel tvořen hruběji krystalickým křemenem o velikosti zrnků mezi 3 a 10 μm . Studovanou horninu lze označit jako dobře vytříděný, mineralogicky vyzrálý glaukonitický křemenný pískovec. Podpůrná struktura klastů vznikla patrně stlačením nepevněného sedimentu a s ním spojeným tlakovým rozpouštěním křemene.

Fázové složení jilovců studovali rentgenograficky MATÝSEK a SKUPIEN (2005). Ve frakci <2 μm zjistili jakožto hlavní složky křemen (41–88 %) a illit-muskovit (15–49 %), ve vedlejším množství chlorit (5–15 %) a albit (4–8 %). V červeně zbarvených partiích byl prokázán i hematitový pigment.

Metodika

Výbrusy pro mikroskopii, katodovou luminiscenci a mikrosondu byly vyhotoveny autory v laboratoři Katedry geologie PřF UP v Olomouci. Katodoluminiscenční (CL) mikroskopie byla provedena na PřF UP v Olomouci na přístroji CITL Mk5-1, pracujícím se „studenou“ katodou a nepokovenými leštěnými výbrusy. Typické pracovní podmínky zahrnovaly napětí 15 kV a proud cca 300 μA . Chemické složení minerálů bylo stanoveno elektronovou mikrosondou Cameca SX 100 na PřF MU v Brně. Leštěné výbrusy byly napářeny uhlíkem. Analýzy byly provedeny Mgr. M. Dosbabou a Mgr. P. Gadasem ve WDX modu za použití urychlovacího napětí 15 kV a proudu 10 nA (chlority), resp. 25 kV a 20 nA (galenit) při průměru elektronového svazku 5 μm . Jako standardy byly použity syntetické fáze a dobře definované minerály. Načtená data byla přepočítána na procentuální obsahy pomocí automatické PAP korekce (POUCHOU a PICHOR 1985). Fluidní inkluze (FI) byly studovány pomocí optické mikrotermometrie na přístroji Linkam THMSG 600 na katedře geologie PřF UP v Olomouci. Ke studiu byly využity štěpné úlomky kalcitů i standardní oboustranně leštěné destičky. Salinita fluid byla vypočítána z teplot tání posledního krystalu ledu dle BODNARA (1993). Stanovení izotopového složení uhlíku a kyslíku karbonátů bylo provedeno v laboratořích ČGS v Praze pomocí hmotnostního spektrometru Finnigan MAT 251 po rozkladu vzorku pomocí 100% kyseliny fosforečné za pokojové teploty (analytik Mgr. I. Jačková, Ing. Z. Lněničková).

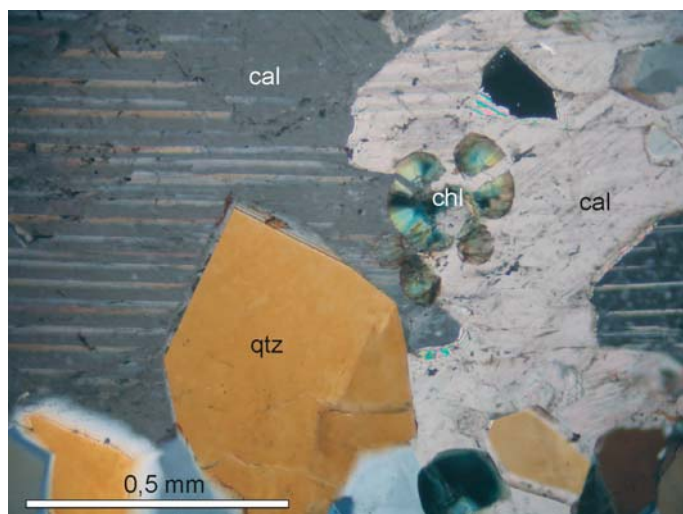
Charakteristika mineralizace

Na lokalitě jsou makroskopicky pozorovatelné tenké (1–2 mm mocné) bílé hydrotermální žilky, které protínají vrstvy pískovců v celé jejich mocnosti, avšak nikdy již nepokračují do okolních jilovců. Orientace žilek je SZ–JV s velmi strmým (85–90°) sklonem k SV; žilky tedy probíhají přibližně kolmo k vrstevním plochám (obr. 2). Pukliny bývají vyplněny hydrotermálními minerály buď zcela nebo jen zčásti; pro druhý případ jsou pak charakteristické drúzové textury žilné výplně. Zbýlý volný prostor v drúzových dutinách není vyplněn žádným mladším materiálem.

Na složení hydrotermálních žilek se podílí křemen, kalcit, chlorit a galenit. Objemově převládá na všech žilkách kalcit, v menším množství se vyskytuje, rovněž ve všech žilkách, křemen. Chlorit je přítomen jen ve zhruba polovině žilek, zatímco galenit byl nalezen pouze jedenkrát.

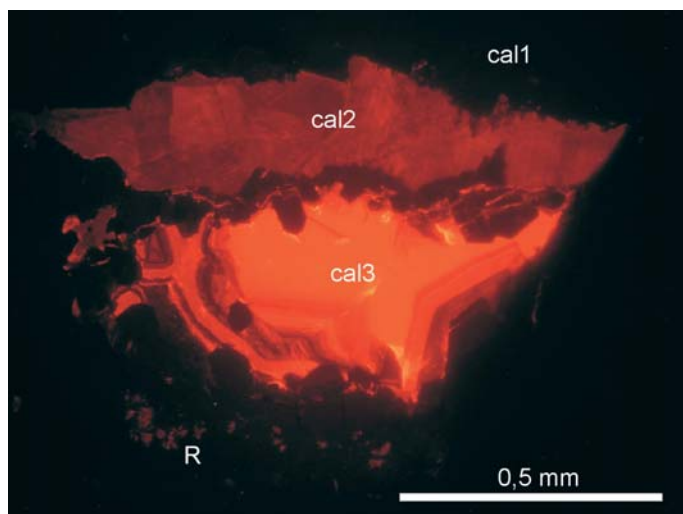
Křemen je na všech žilkách nejstarší minerální fáze. Jeho hřebenovité agregáty narůstají v jedné populaci na okolní horninu vždy symetricky po obou okrajích žil. Protážená individua křemene o velikosti až 0,9 mm jsou orientována víceméně kolmo k průběhu žíly. Směrem do centra žíly bývají často ukončeny krystalovými plochami (obr. 3); automorfni omezení je však někdy narušeno počínajícím zatlačováním křemene mladším kalcitem. Ve výbruse je křemen vždy čirý, bez zřejmé růstové zonálnosti, uzavřenin cizích minerálních fází, a bez undulózního zhašení. V katodoluminiscenčním mikroskopu nejvíce žádnou luminiscenci.

Kalcit nasedá na křemen a zčásti nebo zcela vyplňuje zbylý volný prostor v rámci žíly. Některé křemenné krystaly kalcit i žilkovitě proráží. Izometrická xenomorfni zrna kalcitu často dosahují značných rozměrů (až 1,5 mm), přičemž často jediné kalcitové individuum



Obr. 3. Minerální asociace žilky s chloritem. Krystaly křemene (qtz) jsou přerůstány hrubozrnným kalcitem (cal) s agregáty chloritu (chl). Výbrus, zkřížené nikoly.

Fig. 3. Mineral assemblage of a chlorite-bearing veinlet. The quartz crystals (qtz) are overgrow by coarse-grained calcite (cal) containing aggregates of chlorite (chl). Thin section, crossed polars.



Obr. 4. Tři generace kalcitu v hydrotermální žilce s chloritem v katodové luminiscenci. Nejstarší kalcit (cal1) je zcela bez luminiscence, mladší generace (cal2) má hnědooranžovou luminiscenci, nejmladší generace (cal3) jasně žlutooranžovou luminiscenci a zřetelnou růstovou zonálnost. R - okolní hornina.

Fig. 4. Three populations of calcite in chlorite-bearing hydrothermal veinlet in a cathodoluminescence microscope. The oldest calcite (cal1) is non-luminescent, the younger population (cal2) exhibit brown-orange luminescence, and the youngest calcite (cal3) is yellow-orange with a distinct growth zonation. R - host rock.

vyplňuje danou žilku v celé její šíři. Některá kalcitová zrna bývají hustě lamelována; v jednom zrně kalcitu bývá přítomen jeden či dva systémy dvojčatných lamel. Šířka lamel a hustota lamelování může velice kolísat jak mezi jednotlivými kalcitovými zrny, tak v rám-

Tabulka 1. Chemické složení chloritů (WDX analýzy v hm. %, vzorce přepočteny na 14 atomů O+Cl). T1 - chloritový termometr podle CATHELINÉAU (1988), T2 - chloritový termometr podle JOWETTA (1991).
 Table 1. Chemical composition of chlorite (WDX analyses in wt. %, formulas recalculated on 14 atoms of O+Cl). T1 - chlorite thermometer after CATHELINÉAU (1988), T2 - chlorite thermometer after JOWETT (1991).

	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .
P ₂ O ₅	0	0,02	0	0	0,01	0
SiO ₂	26,62	25,63	25,71	25,81	25,73	25,27
TiO ₂	0	0,01	0,03	0	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	19,96	19,52	19,89	19,60	19,65	19,99
Cr ₂ O ₃	0	0	0,01	0,04	0	0,01
FeO (tot)	30,56	32,41	33,86	34,39	33,73	31,20
MnO	0,11	0,12	0,08	0,13	0,14	0,12
MgO	9,82	9,12	8,44	8,35	7,44	9,34
ZnO	0,06	0,10	0,08	0,12	0,03	0,17
CaO	0,18	0,12	0,22	0,26	0,24	0,17
BaO	0,05	0,03	0,02	0,03	0	0
Na ₂ O	0,03	0,05	0,03	0	0	0,01
K ₂ O	0	0,06	0,05	0	0	0,01
Cl	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
F	0	0	0	0	0	0
Celkem	87,38	87,19	88,43	88,74	87,01	86,33
Si	2,887	2,828	2,813	2,823	2,860	2,799
Ti		0,001	0,002		0,003	0,003
Al	2,552	2,539	2,565	2,526	2,575	2,610
Cr			0,001	0,003		0,001
Fe ²⁺	2,772	2,991	3,098	3,146	3,135	2,890
Mn	0,010	0,011	0,008	0,012	0,013	0,012
Mg	1,587	1,500	1,376	1,361	1,233	1,542
Zn	0,005	0,008	0,006	0,010	0,003	0,014
Ca	0,020	0,015	0,026	0,030	0,028	0,020
Na	0,006	0,010	0,007			0,002
K		0,009	0,007			0,001
Catsum	9,840	9,910	9,907	9,911	9,849	9,894
Cl		0,002	0,002	0,003	0,001	0,001
O	14,000	13,998	13,998	13,997	13,999	13,999
Ansum	14	14	14	14	14	14
T1 (°C)	296	316	320	317	305	325
T2 (°C)	306	326	332	329	318	335

ci téhož zrna. Dvojčatné lamely bývají průběžné (přes celé kalcitové zrno) i neprůběžné, někdy i přerušované, většinou přímé (rovné). Ojedinelé byly pozorovány deformované kalcity se zahnutými dvojčatnými lamelami. Některá kalcitová zrna, zejména v blízkosti drúzových dutin, jsou zcela bez dvojčatných lamel. V drúzových dutinách jsou přítomny hojně bezbarvé krystalky kalcitu do 0,5 mm velké, morfologicky náležející vysokoklen-covému typu. V polarizačním mikroskopu nemá kalcit patrnou růstovou zonálnost, jedi-nou přítomnou nehomogenitou jsou fluidní inkluze. V katodové luminiscenci lze rozlišit ve většině studovaných žilek tři generace kalcitu. Nejstarší kalcit, přítomný v relativně

Tabulka 2. Chemické složení galenitu (WDX analýzy v hm. %, vzorce přepočteny na 1 atom S+As+Se).
 Table 2. Chemical composition of galena (WDX analyses in wt. %, formulas recalculated on 1 atom of S+As+Se).

	1 / 1 .	2 / 1 .		1 / 1 .	2 / 1 .
Pb	85,96	85,87	Pb	1,020	0,985
Ag	0	0	Ag		
Sb	0,04	0	Sb	0,001	
Bi	0	0,02	Bi		
Zn	0	0	Zn		
Cd	0	0	Cd		
Hg	0	0	Hg		
Cu	0	0	Cu		
Fe	0	0	Fe		
Co	0	0	Co		
Ni	0	0	Catsum	1,020	0,985
S	13,00	13,44	S	0,996	0,996
As	0,06	0,06	As	0,002	0,002
Se	0,05	0,07	Se	0,002	0,002
Celkem	99,12	99,46	Ansum	1	1

malém množství, je prakticky bez luminiscence a bez růstové zonálnosti. Na něj narůstá (případně jej protíná) objemově dominantní mladší generace, charakterizovaná tmavě hnědooranžovou luminiscencí, místy s naznačenou růstovou zonálností. Nejmladší kalcit, vytvářející nárůsty kolem drúzových dutin, krystaly v drúzových dutinách či vlasové žilky protínající starší žilovinu, je v katodoluminiscenčním mikroskopu jasně žlutooranžový, často se zřetelnou oscilační růstovou zonálností (obr. 4).

Chlorit vytváří polokulovitě až sférické agregáty s radiálně paprscitou vnitřní stavbou, danou vějířovitým uspořádáním chloritových tabulek (obr. 3). Chloritové agregáty dosahují velikosti až 0,2 mm a jsou uzavírány pouze v kalcitu, nikdy v křemeni (vzhledem ke křemeni je chlorit zřetelně mladší). Katodoluminiscenční studium naznačuje sepětí chloritu s prostřední generací kalcitu vykazující hnědooranžovou luminiscenci. Nejmladší (v katodové luminiscenci žlutooranžový) kalcit již chloritové agregáty žilkovitě proniká jako zřetelně mladší minerální fáze. Ve výbruse je chlorit výrazně pleochroický (velmi světle zelená – trávově zelená) a vykazuje anomální interferenční barvy v zeleném odstínu. V obraze odražených elektronů je viditelná kompozičně nehomogenní stavba chloritových agregátů – nejstarší části jsou poněkud tmavší (mírně nižší poměr Fe/Mg), kdežto mladší okraje jsou světlejší (vyšší poměr Fe/Mg). Mikrosondové analýzy (tab. 1) prokázaly příslušnost k trioktaedrickým chloritům klínchlor-chamositové řady, s jen minimálním zastoupením pennantitové komponenty. V klasifikačním diagramu MELKY (1965) spadají projekční body všech analýz do pole chamositu, přičemž mezi jednotlivými analýzami jsou jen minimální rozdíly ($S_i = 2,80-2,89$ apfu, $Fe/(Fe+Mg) = 0,64-0,72$). Chloritová termometrie, založená na obsazích tetraedrického hliníku a příp. i poměru Fe/Mg (CATHELINÉAU 1988, JOWETT 1991), indikuje teploty mezi 296 a 335 °C (tab. 1).

Galenit byl zjištěn pouze jedenkrát, v podobě izometrického xenomorfního homogenního zrna o velikosti 0,22 mm, uzavřeného v kalcitu. Daná žilka obsahovala pouze křemen a kalcit, nikoliv chlorit. Kalcit, v němž je galenitové zrna uzavíráno, má v CL mikroskopu oranžově hnědou luminiscenci, tj. pravděpodobně jde o prostřední (druhou) generaci kalcitu. Dvě WDX analýzy galenitu prokázaly, že jde o stechiometrický sulfid olovnatý, v němž jsou obsahy izominerálních prvků většinou pod mezi stanovitelnosti mikrosondy (tab. 2).

Fluidní inkluze

Plynokapalné uzavřeniny byly studovány ve dvou vzorcích, lišících se minerálním složením (asociace s galenitem či chloritem). Přítomnost mikrotermometricky měřitelných fluidních inkluzí byla zjištěna v kalcitu i v křemeni (tab. 3).

Oba studované kalcity obsahují převážně primární FI protáhlého či izometrického tvaru, vyskytující se podél růstových zón ve skupinkách nebo jednotlivě. Velikost primárních inkluzí se pohybuje od 4 do 10 μm . Převažují jednofázové inkluze s kapalnou fází (typ L). V menší míře se vyskytují dvofázové inkluze (typ L+V), přičemž kapalná fáze zaujímá vždy přibližně 95 obj. %. L i L+V inkluze se běžně vyskytují pospolu. Sekundární inkluze v kalcitech jsou zpravidla velmi malých rozměrů (do 5 μm), a vyznačují se stejným fázovým složením jako mají primární inkluze.

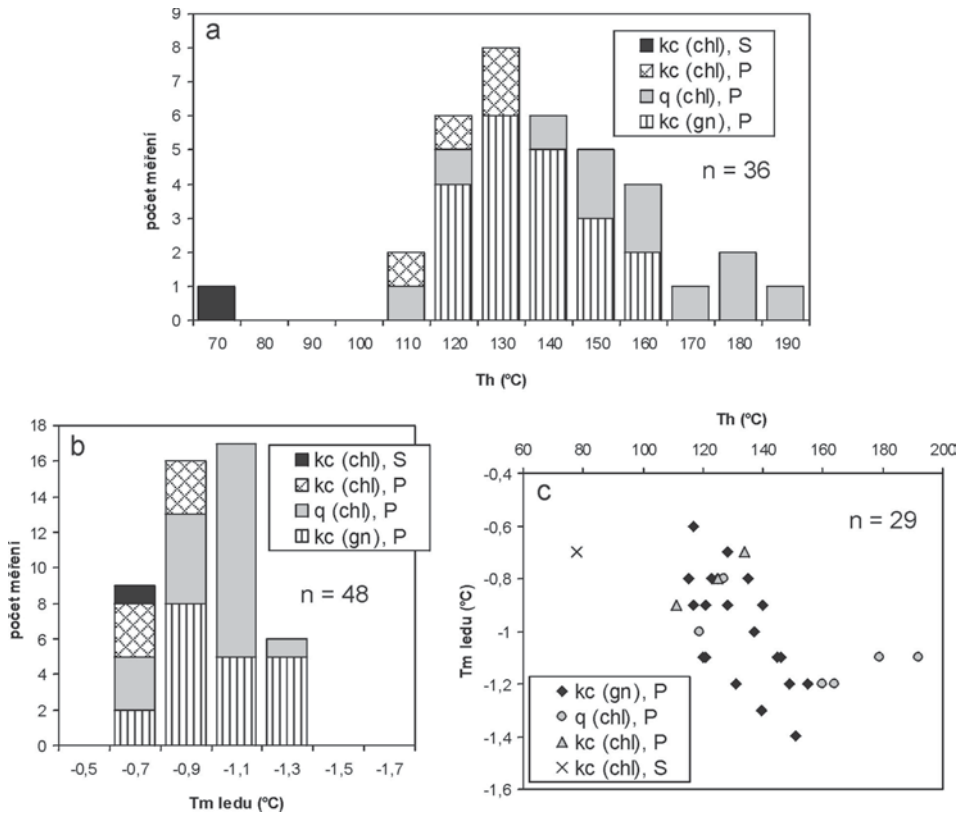
Křemen obsahuje jednak relativně vzácné solitérní inkluze, jednak skupiny menších inkluzí. Inkluze jsou zpravidla přítomny jen v centrálních částech křemenných zrn a krystalků, okraje bývají inkluzí zcela prosté. Tvary inkluzí jsou nepravidelné, velikosti zpravidla pod 15 μm . Přibližně polovina přítomných inkluzí náleží typu L (vyplněny pouze vodným roztokem), ostatní inkluze jsou dvofázové, se silně variabilním zastoupením plynné a kapalně fáze (L+V, V+L). Všechny popsané typy inkluzí se vyskytují statisticky nahodile pospolu, nikdy nebylo pozorováno hromadění inkluzí s podobným fázovým složením např. do samostatných shluků či přírůstkových zón.

Teploty homogenizací (T_h) primárních inkluzí v obou studovaných kalcitech zahrnují interval od 111 do 155 $^{\circ}\text{C}$ (tab. 3, obr. 5a). Data z primárních inkluzí v křemeni vykazují velmi široký rozptyl hodnot T_h . Protože petrografická charakteristika inkluzí nasvědčuje heterogenně zachycené směsi plynné fáze a vodného roztoku (podrobněji viz diskuse), nebyly měřeny homogenizační teploty inkluzí s větším zastoupením plynné fáze (tj. inkluzí obsahujících směsi kapalně a plynné fáze zachycené v náhodných objemových proporcích). Měření teplot homogenizace byla provedena pouze u inkluzí s minimálním obsahem plynné fáze, u nichž lze předpokládat, že mohly zachytit nekontaminovanou jednu fázi (pouze vodný roztok). Pouze tyto minimální hodnoty T_h lze následně interpretovat směrem k teplotám krystalizace (HURAIOVÁ *et al.* 2002). Minimální zjištěné hodnoty T_h kolísají pro různé skupiny inkluzí a různá křemenná zrna mezi 119 a 192 $^{\circ}\text{C}$ (tab. 3, obr. 5a). Kryometrické parametry inkluzí jsou ve všech vzorcích velice podobné. Inkluze zamrzají (T_f) při teplotách od -35 do -47 $^{\circ}\text{C}$, přičemž zůstávají bezbarvé. První tání vymrzlého obsahu inkluzí, stejně jako event. tání hydrátů solí nebylo možné vzhledem k malým rozměrům studovaných inkluzí pozorovat. Tání posledního ledu (T_m) nastává ve všech vzorcích ve velmi úzkém teplotním intervalu od -0,6 do -1,5 $^{\circ}\text{C}$ (obr. 5b), což odpovídá salinitě mezi 1,1 a 2,6 hm. % NaCl ekv. (BODNAR 1993). Ve všech vzorcích nebyly mezi L a L+V inkluzemi zjištěny žádné systematické rozdíly v jejich kryometrických charakteristikách. Plynnou fází bohaté inkluze v křemeni nevykazují při kryometrii žádné fázové změny.

Tabulka 3. Výsledky mikrotermometrie fluidních inkluzí z lokality Bystrý potok. * - minimální měřené hodnoty T_h pro různé skupiny inkluzí či různá křemenná zrna.

Table 3. Results of microthermometry of fluid inclusions from Bystrý potok. * - minimum measured T_h values for various clusters of inclusions or individual quartz grains.

vzorek	minerál	geneze	fázové složení	T_h ($^{\circ}\text{C}$)	T_f ($^{\circ}\text{C}$)	T_m ledu ($^{\circ}\text{C}$)	salinita (%)
s galenitem	kalcit	P	L, L+V	115-155	-36/-47	-0,6/-1,4	1,1-2,4
s chloritem	křemen	P	L, L+V, V+L	119-192*	-41/-43	-0,8/-1,5	1,4-2,6
	kalcit	P	L, L+V	111-138	-35/-43	-0,7/-1,1	1,2-1,9
		S	L, L+V	78		-0,8	1,4

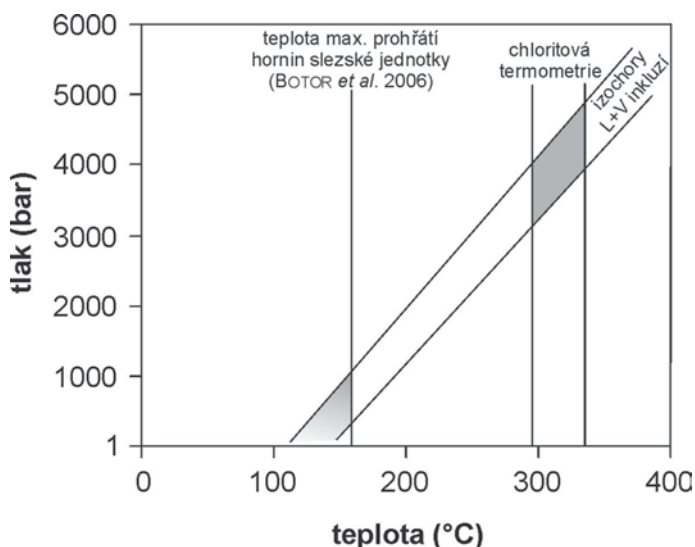


Obr. 5. Výsledky mikrotermometrie fluidních inkluzí z Bystrého potoka pro kalcity a křemeny v asociaci s chloritem (chl) či galenitem (gn). a - histogram homogenizačních teplot L+V inkluzí (pro primární inkluze v křemenu jsou zahrnuty pouze nejnižší naměřené hodnoty pro jednotlivá křemenná zrna), b - histogram teplot posledního tání ledu, c - graf Th-Tm ledu pro L+V inkluze (pro primární inkluze v křemenu jsou zahrnuty pouze data s nejnižšími naměřenými hodnotami Th pro jednotlivá křemenná zrna).

Fig. 5. Results of microthermometry of fluid inclusions hosted by calcite and quartz samples associated with chlorite (chl) or galena (gn) from Bystrý potok. a - histogram of homogenization temperatures of L+V FI (for primary FI in quartz are included only the lowest ascertained values for individual quartz grains), b - histogram of melting temperature of the last ice, c - Th-Tm ice plot for L+V FI (for primary FI in quartz are included only the data with the lowest ascertained values of Th for individual quartz grains).

Stabilní izotopy

Izotopové analýzy uhlíku a kyslíku kalcitů byly provedeny u dvou vzorků, v nichž byly zároveň studovány i fluidní inkluze. Vzhledem k malé mocnosti kalcitových výplní obou žilek nemohly být separátně ovzorkovány jednotlivé generace kalcitu. K analýze byl vždy odebrán materiál z celé mocnosti žilky, tj. jednalo se v obou případech o směs kalcitů všech tří generací. Mikroskopická kontrola (včetně katodoluminiscence) však indikuje značnou převahu (>90 obj. %) kalcitu náležejícího jedné (prostřední) generaci. Kalcit ze žilky s galenitem vykázal hodnoty $\delta^{13}\text{C} = -3,6 \text{ ‰ PDB}$ a $\delta^{18}\text{O} = -9,3 \text{ ‰ PDB}$. Kalcit ze žilky s chloritem měl hodnoty $\delta^{13}\text{C} = -6,7 \text{ ‰ PDB}$ a $\delta^{18}\text{O} = -8,6 \text{ ‰ PDB}$.



Obr. 6. P-T podmínky odvozené kombinací izochor primárních fluidních inkluzí v kalcitu a (1) nezávislého chloritového termometru (tab. 1) nebo (2) teplot maximálního prohřátí hornin slezské jednotky (BOTOR *et al.* 2006). Izochory byly vypočítány pomocí programu Flincor (BROWN 1989) s kalibrací ZHANGA a FRANTZE (1987).

Fig. 6. P-T conditions derived from a combination of isochores of primary fluid inclusions hosted by calcite and (1) independent chlorite thermometry (Tab. 1), or (2) maximum burial temperatures of rocks of the Silesian unit (BOTOR *et al.* 2006). Isochores have been calculated using the software Flincor (BROWN 1989) with calibration by ZHANG and FRANTZ (1987).

Diskuse

Hydrotermální žilky na lokalitě Bystrý potok vyplňují neprůběžné pukliny omezené na pískovcové vrstvy v pestrých godulských vrstvách. Vznik těchto žilek lze z pohledu geologické pozice zařadit do období po litifikaci okolního pískovce (žilky protínají zpevněnou, vytmelenou horninu). Vznik trhlin v kompetentních pískovcích lze očekávat jak při deformacích litologicky nehomogenního horninového prostředí spojených s prostým pohřbením do větších hloubek, tak při deformacích spojených s následným alpínským vrásněním, a konečně i při tektonických procesech probíhajících po ukončení vrásnění (posttektonické zlomy). Neprůběžný charakter hydrotermálních žilek, omezených na konkrétní pískovcovou vrstvu, do určité míry diskredituje poslední z uvedených možností, neboť posttektonické zlomy obvykle zřetelně protínají zvrásněné sedimentární souvrství v rámci celého výchozu. Systematicky kolmá pozice žilek k průběhu vrstev naznačuje tvorbu žil v dobře definovaném napětovém režimu. Vzhledem k absenci kinematických indikátorů a monoklinálnímu uložení vrstev sedimentů v prostoru lokality však nelze jednoznačně specifikovat strukturní pozici dané mineralizace. Vzhledem k přítomnosti křemene a tří generací kalcitu lze usuzovat na dlouhodobější a vícefázový proces formování dané minerální asociace.

V obou studovaných kalcitech jsou přítomny koexistující L-inkluzie a L+V inkluzie se stálým poměrem plynné a kapalné fáze. Kryometrickými parametry se tyto inkluzie vzájemně neliší, tj. uzavírají vodný roztok se stejným složením. Absenci plynné bubliny je možno pravděpodobně vysvětlit metastabilním chováním L-inkluzí, kdy od doby jejich zachycení a ochlazení ještě nedošlo k heterogenizaci jejich obsahu. Metastabilní chování by-

lo v průběhu mikrotermometrických měření u zkoumaných inkluzí často zjištěno. U křemene lze konstatovat silně variabilní poměry kapalné a plynné fáze v dvoufázových inkluzích. Tento jev by bylo možno teoreticky vysvětlit různými způsoby: 1) procesem zaškrcování (zrání) inkluzí, 2) porušením hermetičnosti inkluzí, spojeným s unikem části obsahu inkluzí, 3) zachycením heterogenní směsi vodného roztoku a plynné fáze. Proces zaškrcování inkluzí může vysvětlit kolísavé fázové složení u inkluzí ve skupinkách, avšak nikoliv u solitérních inkluzí. Masivní porušení hermetičnosti inkluzí nelze vzhledem k mechanickým vlastnostem hostitelské minerální fáze předpokládat. Zachycení heterogenního fluida tak zůstává nejpravděpodobnější možností. Při něm jsou do inkluzí uzavírány většinou směsí obou fází ve statisticky náhodných objemových proporcích. Je pravděpodobné, že tento proces byl opět kombinován s metastabilním chováním části inkluzí, které zachytily pouze vodný roztok, a u nichž není přítomna plynová bublina.

U křemene lze tedy uvažovat o zachycení heterogenního fluida ve fluidních inkluzích. V takovém případě představuje minimální naměřená homogenizační teplota vodných inkluzí skutečnou teplotu krystalizace, a tlaky vypočítané při této teplotě pro plynem bohaté inkluze představují skutečné tlaky při krystalizaci (např. HURAIOVÁ *et al.* 2002, HURAI *et al.* 2002). V daném případě je možné specifikovat pouze krystalizační teplotu (~120 °C), neboť plynem bohaté inkluze nejeví při kryometrii žádné fázové přechody, z nichž by bylo možné určit složení a hustotu plynné fáze. Naproti tomu u obou kalcitů nesou fluidní inkluze znaky homogenně zachycených fluid. V takovém případě představují naměřené homogenizační teploty (111–155 °C) minimální možné teploty krystalizace a skutečné PT-podmínky lze odvodit kombinací izochor a nezávislých termometrů či barometrů. V našem případě jsou k dispozici teploty odvozené chloritovými geotermometry. Tyto teploty poskytují v kombinaci s izochorami fluidních inkluzí vysoké tlaky kolem 4 kbar (obr. 6). V této souvislosti je třeba poznamenat, že teploty indikované chloritovou termometrií jsou velmi vysoké (296 až 335 °C) a výrazně převyšují regionální hodnoty maximální prohřátí hornin slezské jednotky (~160 °C, BOTOR *et al.* 2006). V literatuře jsou sice popsány případy výrazného lokálního zvýšení teplot a tlaků fluidní fáze (až do nadlitostatických hodnot – viz např. MILOVSKÝ 2000, MILOVSKÝ *et al.* 2003, SLOBODNÍK *et al.* 2008), avšak jejich výskyt je vždy vázán na generování frikčního tepla ve významných tektonických strukturách (příkrovové plochy, násuny, střížné zóny). To ovšem není případ lokality Bystřý potok. Je proto pravděpodobné, že teploty indikované chloritovým termometrem neodpovídají realitě. Věrohodnost chloritové termometrie již byla na několika lokalitách v minulosti zpochybněna (např. ZIMÁK 2000, ZIMÁK a NOVOTNÝ 2001, DOLNÍČEK 2004, DOLNÍČEK 2005). Pro teplotu 160 °C vychází tlak max. 1 kbar (obr. 6), což je již hodnota srovnatelná s tlaky odvozenými ze studia fluidních inkluzí na jiných lokalitách v rámci slezské jednotky (DOLNÍČEK, nepubl. data).

V diagramu teplota tání ledu versus teplota homogenizace (obr. 5c) se jeví trend postupného snižování teplot homogenizací spolu se zvyšující se hodnotou T_m ledu (= snižující se salinitou vodného roztoku). Daný trend může být způsoben mísením dvou fluid s rozdílnou teplotou i salinitou. Naznačený subhorizontální trend pro primární inkluze v křemenu je zjevně artefaktem heterogenně zachycené směsi vodného roztoku a plynné fáze.

Je-li známa teplota vzniku kalcitu, je možné z naměřených hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$ kalcitů vypočítat izotopové složení uhlíku a kyslíku fluida a interpretovat jejich zdroj. Použitím homogenizačních teplot dvoufázových L+V fluidních inkluzí v daném kalcitu a rovnice O'NEILA *et al.* (1969) vychází hodnota $\delta^{18}\text{O}$ matečných fluid pro kalcit s galenitem mezi +6,2 a +9,5 ‰ SMOW a pro kalcit s chloritem mezi +6,6 a +9,0 ‰ SMOW. Budou-li skutečné teploty krystalizace vyšší než naměřené homogenizační teploty, budou se zvyšovat i vypočítané hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluida. Vysoce pozitivní hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou obecně typické pro vody, které prodělaly významnější izotopovou výměnu kyslíku během interakcí s horninami (vody magmatické, metamorfní, či diagenetické; SHEPPARD 1986). V dané

geologické situaci nelze předpokládat v hydrotermálním systému převahu magmatických vod (magmatity těšínitové asociace jsou přítomny ve stratigraficky níže položeném těšínsko-hradištském souvrství spodnokřídového stáří) ani metamorfních vod (regionální metamorfóza sensu stricto není z dané oblasti známa). Nejpravděpodobnější variantou tak zůstávají vody diagenetické, uvolněné během kompakce a teplotní alterace okolních sedimentů bohatých na jílové minerály. Dané možnosti by nasvědčovaly i nízké salinitě fluida (z tohoto pohledu nemůže jít ani o reliktní mořskou vodu, která by měla vyšší salinitu ~ 3,5 hmot. %). Diagenetická fluida s prakticky analogickými salinitami a hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ popisují POLÁCH *et al.* (2008) i ze stratigraficky níže položeného lhoteckého souvrství.

Vypočítané hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluida pro kalcit s galenitem jsou mezi -4,3 a -6,2 ‰ PDB, a pro kalcit s chloritem mezi -8,1 a -9,5 ‰ PDB. Větší rozptyl hodnot $\delta^{13}\text{C}$ fluid lze vysvětlit lokálním zdrojem uhlíku pro tvorbu mineralizace, kdy se v nestejných poměrech mísí uhlík mořských karbonátů ($\delta^{13}\text{C}$ obecně kolem 0 ‰ PDB) s uhlíkem odvozeným oxidací organické hmoty v okolních horninách (s hodnotami $\delta^{13}\text{C}$ mezi -20 a -27 ‰ PDB; SKUPIEN 2007).

Závěr

Hydrotermální mineralizace na lokalitě Bystrý potok vyplňuje neprůběžné strmě ukloněné pukliny ve vrstvách pískovců, střídajících se s jílovcem v souvrství svrchnokřídových pestrých godulských vrstev. Minerální složení žilek je v porovnání s dalšími lokalitami v klastických sedimentech slezské jednotky mineralogicky poměrně pestré, tvořené starším křemenem, a mladšími třemi generacemi kalcitu s malou příměsí galenitu a/nebo chloritu (chemickým složením odpovídajícím chamositu). Fluidní inkluze v kalcitu mají stále fázové poměry a homogenizační teploty mezi 111 a 155 °C, zatímco inkluze v křemenu vykazují širokou variabilitu v zastoupení kapalné a plynné fáze, interpretovanou jako důsledek zachycení heterogenní směsi plynné fáze a vodného roztoku při teplotě cca ~ 120 °C. Chloritová termometrie, založená na chemickém složení chloritu, poskytla výsledky, které s největší pravděpodobností nejsou v dané geologické situaci reálné (~ 320 °C). Salinita fluid v kalcitech i křemenu je nízká, mezi 1,1 a 2,6 hm. % NaCl ekv. Pozitivní hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid (mezi +6,2 a +9,5 ‰ SMOW) nasvědčují významné interakci fluid s horninovým prostředím. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluid jsou více variabilní (-4,3 až -9,5 ‰ PDB), ovlivněné patrně mísením uhlíku z různých lokálních zdrojů v různých poměrech. Původ popisované mineralizace lze spatřovat v „diagenetických“ hydrotermálních roztocích, které byly pravděpodobně generovány během hlubšího pohřbení či následných tektonických deformací (spojených s alpinským vrásněním) okolního horninového prostředí.

Poděkování

Tato práce byla finančně podpořena grantem GAČR 205/07/P130. Dále bychom rádi poděkovali Mgr. M. Dosbavovi a Mgr. P. Gadasovi (PřF MU Brno) za stanovení chemismu minerálů na mikrosondě, Mgr. I. Jačkové a Ing. Z. Lněničkové (ČGS Praha) za provedení izotopových analýz uhlíku a kyslíku karbonátů, a dr. K. Malému (Muzeum Vysočiny Jihlava) a doc. M. Slobodníkovi (MU Brno) za vstřícné recenzní posouzení rukopisu.

LITERATURA

BODNAR, R.J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683–684.

- BOTOR, D., DUNKL, I., RAUCH-WIODARSKA, M., VON EYNATTEN, H., 2006: Attempt to dating of accretion in the West Carpathian Flysch Belt: apatite fission track thermochronology of tuff layers. - *Geolines*, 20: 21-23. Praha.
- BROWN, Ph.E., 1989: FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.). - Second biennial Pan-American conference on research on fluid inclusions, program with abstracts: 14.
- BURKART, E., 1953: Mährens Minerale und ihre Literatur. *Nakl. ČSAV*, Praha.
- CATHELINEAU, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. - *Clay Minerals*, 23: 471-485.
- DOLNÍČEK, Z., 2004: Mineralogie a podmínky vzniku fluoritových a barytových mineralizací brunovistulika. *MS*, disert. práce, PřF MU Brno.
- DOLNÍČEK, Z., 2005: Mineralogie a podmínky vzniku hydrotermální kalcit-baryt-chloritové mineralizace od Adamova (brněnský masív). - *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 90: 109-120. Brno.
- ELIÁŠ, M., 1998: Geologický vývoj slezské a podslezské jednotky - dílčí zpráva pro úkol ČGÚ 2300. ČGÚ. Praha.
- HURAI, V., KIHLE, J., KOTULOVÁ, J., MARKO, F., ŚWIERCZEWSKA, A., 2002: Origin of methane in quartz crystals from the Tertiary accretionary wedge and fore-arc basin of the Western Carpathians. - *Appl. Geoch.*, 17: 1259-1271.
- HURAIOVÁ, M., HURAI, V., SLOBODNÍK, M., 2002: Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. - MU Brno a UK Bratislava.
- CHLUPÁČ, I., BRZBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z., 2002: Geologická minulost České republiky. *Academia*, Praha. 436 str.
- JOWETT, E. C., 1991: Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991), Program with Abstracts 16: A62. Toronto.
- KRUŤA, T., 1966: Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1965. - *Moravské museum v Brně*, Brno.
- KUDĚLÁSKOVÁ, J., KUDĚLÁSEK, V., MATÝSEK, D., 1990: Zeolity v pikritech těšinitové asociace na lokalitě Hončova Hůrka u Příbora (severní Morava). - *Čas. Min. Geol.*, 35, 3: 317-321. Praha.
- MATÝSEK, D., SKUPIEN, P., 2005: Mineralogie křídových aleuropelitů z profilu Bystrý potok (slezská jednotka, vnější Západní Karpaty). - *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2004*, 12: 30-33. Brno.
- MELKA, K., 1965: Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. - *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 40: 23-27. Praha.
- MILOVSKÝ, R., 2000: Mechanizmy presunu superficiálních příkrovů Centrálních Západních Karpát: úloha pretlaku fluid na ich báze. *MS*, disert. práce, Geol. Úst. SAV Bratislava.
- MILOVSKÝ, R., HURAI, V., PLAŠIENKA, D., BIROŇ, A., 2003: Hydrotectonic regime at soles of overthrust sheets: textural and fluid inclusion evidence from basal cataclasites of the Muráň nappe (Western Carpathians, Slovakia). - *Geodinam. Acta*, 16: 1-20.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.A., MAYEDA, T.K., 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. - *J. Chem. Phys.*, 51: 5547-5558.
- POLÁCH, M., 2008: Hydrotermální mineralizace ve východní části Moravskoslezských Beskyd (Vnější Západní Karpaty). *MS*, dipl. práce, PřF UP Olomouc.
- POLÁCH, M., DOLNÍČEK, Z., MALÝ, K., 2008: Hydrotermální mineralizace na lokalitě Pindula u Frenštátu pod Radhoštěm (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). - *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93: 127-135. Brno.
- POUCHOU, J., PICOIR, F., 1985: „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. - *Microbeam Anal.*, 20: 104-105. London.
- ROTH, Z., MATĚJKA, M., 1953: Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd. *Geotechnica*, sv. 16. ČSAV. Praha.
- SHEPPARD, S.M.F., 1986: Characterization and isotopic variations in natural waters. - *Rev. mineral.*, 16: 165-183.
- SKUPIEN, P., 2007: Vztah palynofacií a izotopu ¹³C v sedimentech křídý slezské jednotky. - *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2006*, 14: 42-44. Brno.
- SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z., 2003: Litostratigrafické a biostratigrafické poznatky z profilu Bystrý potok u Frenštátu p. R. (svrchní křída, slezská jednotka vnějších Západních Karpat). - *Sbor. Věd. prací Vys. Šk. Báň. - TU, Ř. horn.-geol.*, monografie 8: 64-94. Ostrava.
- SLOBODNÍK, M., HURAI, V., ČOPIJKOVÁ, R., 2008: Variská syntektonická fluida generovaná z paleozoických sedimentů Moravského krasu a Drahanské vrchoviny. - *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 93: 113-126. Brno.
- STRÁNÍK, Z., MENCÍK, E., ELIÁŠ, M., ADÁMEK, J., 1993: Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. - In: PŘICHYSTAL, A., OBSTOVÁ, V., SUK, M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*, pp. 107-122. Moravské zemské muzeum a Sekce geol. věd PřF MU. Brno.
- URUBEK, T., DOLNÍČEK, Z., 2008: Hydrotermální mineralizace v hornině těšinitové asociace z Hodslavic u Nového Jičína (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). - *Čas. Slez. Mus. Opava (A)*, 57: 21-30. Opava.

- ZHANG, Y.G., FRANTZ, J.D., 1987: Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. - *Chem. Geol.*, 64: 335-350.
- ZIMÁK, J., 2000: Chlority ze žil alpského typu na Sobotinsku. - *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 49: 161-169. Opava.
- ZIMÁK, J., NOVOTNÝ, P., 2001: Chlorites from Alpine-type veins of the Silesicum (Czech Republic). - *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geol.*, 37: 51-66. Olomouc.