ISSN 1211–8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
XC (2005): 109–120, 2005

MINERALOGIE A PODMÍNKY VZNIKU HYDROTERMÁLNÍ KALCIT-BARYT-CHLORITOVÉ MINERALIZACE OD ADAMOVA (BRNĚNSKÝ MASIV)

MINERALOGY AND FORMATION CONDITIONS
OF THE HYDROTHERMAL CALCITE-BARITE-CHLORITE MINERALIZATION
FROM ADAMOV (BRNO MASSIF)

ZDENĚK DOLNÍČEK

Abstract

Dolníček Z., 2005: Mineralogie a podmínky vzniku hydrotermální kalcit-baryt-chloritové mineralizace od Adamova (brněnský masiv). Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 90, 109–120.

Mineralogy and formation conditions of the hydrothermal calcite-barite-chlorite mineralization from Adamov (Brno massif)

Calcite-barite-chlorite mineralization from Adamov hosted by Neoproterozoic granodiorites of the Brno massif has been studied using EDX microanalyses, fluid inclusion microthermometry and stable isotope analyses. The mineralization is believed to originate during two different mineralizing events. The older plagioclase-quartz-chlorite-calcite assemblage displays genetic features indicative for Variscan syntectonic mineralization, whereas the superimposed barite-pyrite mineralization showed parameters typical for post-Variscan barite veins.

Key words: Brno massif, barite, chlorite, fluid inclusions, stable isotopes, syntectonic mineralization, post-Variscan veins

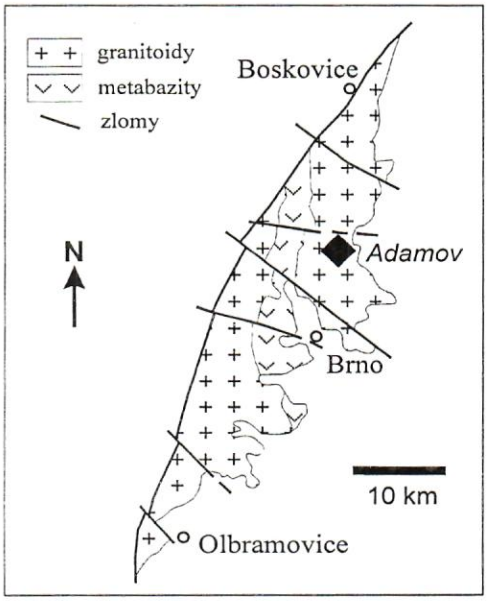
Zdeněk Dolníček, Department of Geology, Palacký University, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, Czech Republic, e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

Úvod

Vzorek hydrotermální mineralizace s barytem nalezl prof. M. Novák v roce 1978 a dnes je uložen ve sbírkách Moravského muzea v Brně. Ukázka pochází z haldy pod jižním portálem rekonstruovaného železničního tunelu, asi 700 m sz. od železniční zastávky Adamov-zast. Přesná geologická pozice mineralizace a její vztah k okolní hornině tedy nejsou vzhledem k nálezovým okolnostem zcela jasné. V porovnání s dalšími lokalitami barytové mineralizace v brunovistuliku (Dolníček, 2004b) je tento výskyt neobvyklý hlavně přítomností chloritu v minerální asociaci. I z toho důvodu mu byla věnována detailnější pozornost.

Geologická pozice a okolní hornina

Lokalita Adamov se nachází ve východní granitoidní části brněnského masivu (obr. 1), budované varisky deformovanými, svrchnoproterozoickými (citace viz KALVODA ET AL. 2002), geochemicky relativně primitivními I-typovými granitoidy (HANŽL a MELICHAR 1997). Širší okolí lokality je podle ŠTELCLA ET AL. (1986) budováno biotitickými granodiority typu Královo Pole, podle MITTRENGY a REJLA (1993) granodiority typu Blansko.



Obr. 1. Geologická pozice studované lokality Adamov v brněnském masivu.
Fig. 1. Geological position of the studied locality Adamov in the Brno massif.

Hostitelská hornina studovaného vzorku je tvořena makroskopicky šedozeleným biotitickým granitoidem s narůžovělými živci. Ve výbruse má typickou granitoidní, hypautomorfně a stejnoměrně zrnitou strukturu. Hlavními složkami jsou plagioklas, křemen, K-živec a biotit, v menší míře byl dále zjištěn chlorit a kalcit, z akcesorií byl zastižen titanit, zirkon, apatit a rutil. Obvyklá velikost hlavních minerálů je kolem 1 mm (0,5–4 mm). Plagioklas se vyznačuje hypautomorfním až xenomorfním omezením, polysyntetickým zdvojčatěním a silnou sericitizací a příp. i zakalením. Občas byly zjištěny v plagioklasech praskliny, vyhojované „čistým" plagioklasem bez zakalení a inkluzí sericitu. K-živce patří ortoklasu, jsou xenomorfní, rovněž sericitizované. Křemeny jsou vždy xenomorfní, často vykazují undulózní zhášení a někdy granulaci v důsledku deformace. Biotit je přítomen v podobě hypautomorfních tabulek, je pleochroický (tmavě hnědá až zelenohnědá – světle žlutohnědá), často je chloritizovaný, příp. zabarvený oxidy-hydroxidy Fe. Hojně uzavírá zrna zirkonu či titanitu, kolem nichž bývají vyvinuty pleochroické dvůrky. Chlorit je trávově zelený, silně pleochroický (tmavě zelená – téměř bezbarvá), často zatlačuje biotit, ale vyskytuje se i samostatně. Kalcit se vyskytuje v podobě výplní jemných puklinek, příp. i ve větších izolovaných zrnitých agregátech. Zcela převažující akcesorií je titanit v podobě typických vřetenovitých rozpraskaných krystalků, někdy intenzivně zatlačovaných blíže opticky nespecifikovatelnými fázemi, průhlednými i opakními. Méně často byl pozorován zirkon, v automorf-

ních sloupcovitých spojkách prizmatu a dipyramidy. Automorfní apatit je vzácný, stejně jako ojedinělé xenomorfní zrno rutilu.

Planimetrická analýza zjistila (v obj. %) 45 plagioklas, 25 křemen, 13 K-živec, 7,7 biotit, 3,7 chlorit, 4,6 akcesorie a 1,4 kalcit. V QAP diagramu hornina padá jednoznačně do pole granodioritů. Modální složení a mikropetrografická charakteristika zcela odpovídá granodioritům typu Královo Pole (ŠTELCL ET AL. 1986).

Metodika

Mikrosondové analýzy minerálů provedl dr. V. Vávra (PřF MU Brno) na přístroji CamScan v kombinaci s mikroanalyzátorem AN 10 000 v EDX modu. Výbrusy a nábrusy byly napařeny uhlíkem, použito bylo urychlovací napětí 20 kV, doba načítání 100 s. Spektra byla vyhodnocena pomocí algoritmu ZAF-4.

Fluidní inkluze (dále též FI) byly studovány metodou optické mikrotermometrie. Inkluze v kalcitu i barytu byly studovány ve štěpných úlomcích těchto minerálů. Rozlišení primárních (P), primárně-sekundárních (PS) a sekundárních (S) inkluzí (SHEPHERD ET AL. 1985) bylo provedeno v běžných výbrusech. Ve všech inkluzích byla konstatována přítomnost kapalné fáze (L – liquid), někdy i plynné fáze (V – vapour). Teplotní parametry inkluzí byly měřeny (Z. D.) na ÚMGNZ PřF UK v Praze v termokomoře Linkam THMSG 600. Měřeny byly: teplota homogenizace (Th), teplota zamrznutí inkluze (Tf), teplota eutektika (Te) a teplota tání poslední pevné fáze, jíž byl ve všech případech led (Tm). Přesnost měření teploty je ± 0,1 °C. Komora byla kalibrována měřením fázových přechodů anorganických standardů a syntetických fluidních inkluzí. Salinita fluid byla vypočtena z hodnot Tm ledu podle vzorce BODNARA (1993). Izochory byly počítány podle rovnice ZHANGA a FRANTZE (1987).

Izotopické analýzy síry, uhlíku a kyslíku byly provedeny v laboratořích ČGS Praha na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 (analytici dr. I. Jačková a doc. J. Hladíková). Vzorky byly zpracovány zavedenými postupy: z karbonátů byl CO_2 pro analýzu C a O uvolněn 100% kyselinou fosforečnou ve vakuu, z barytu byl SO_2 pro analýzu síry uvolněn termálním rozkladem s SiO_2 a V_2O_5 při 1000 °C a kyslík barytu byl uvolněn redukcí s uhlíkem (na směs CO a CO_2 s následnou kvantitativní konverzí CO na CO_2 v elektrickém výboji mezi Pt elektrodami). Výsledky analýz jsou vyjádřeny v ‰ odchylce od běžně používaných standardů (PDB, SMOW, CDT). Přesnost stanovení: ± 0,05 ‰ pro stanovení uhlíku, 0,1 ‰ pro stanovení kyslíku, ± 0,2 ‰ pro stanovení izotopického složení síry. Pro výpočet izotopického složení matečných fluid byly použity publikované frakcionační faktory, rovnice a konstanty (HLADÍKOVÁ 1988, BARNES ED. 1997, KUSAKABE a ROBINSON 1977).

Mineralogická charakteristika hydrotermální mineralizace

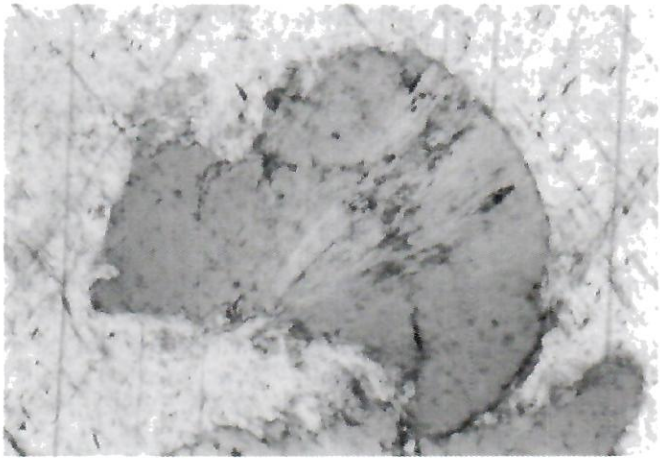
Granodiorit je na studovaném vzorku pronikán hydrotermální žilkou, která je složena z kalcitu, barytu, chloritu a pyritu. Vzorek je směrně podél žíly rozlomen, takže nelze spolehlivě hodnotit texturní charakter žilné výplně (symetrická × asymetrická). Dochovaná mocnost hydrotermální výplně činí cca 1 cm.

Kalcit je přítomen ve velmi hrubě štěpných agregátech (zrna kolem 2 cm). Makroskopicky je většinou bílý, místy průhledný a bezbarvý. Lokálně je kalcit zbarven do ze-

lena chloritem. Ve výbruse jsou v kalcitu patrné četné průběžné dvojčatné lamely a lokálně i přírůstkové zóny bohaté fluidními inkluzemi. Kalcit je zcela nedeformovaný, štěpné trhlinky i dvojčatné lamely jsou naprosto rovné.

Baryt je po kalcitu druhým nejhojnějším minerálem ve studovaném vzorku. Makroskopicky je jemně lupenitý, zakalený, světle růžový s hojnými červenými skvrnkami sytěji zabarvenými hematitem. Ve výbruse jsou patrné typické radiálně paprsčité agregáty barytových tabulek. Vzájemný vztah barytu a kalcitu není na základě mikroskopického a makroskopického studia jediného fragmentárního vzorku zcela jasný. Baryt vytváří v jednom místě výbrusu automorfní, krystalovými plochami ukončené tabulkovité agregáty obklopované kalcitem (tj. baryt by měl být starší), ovšem na jiném místě narůstají automorfní krystaly kalcitu na okolní horninu a baryt pak vyplňuje zbylé prostory jako zjevně mladší minerální fáze. Samozřejmě v případě automorfního vývinu barytu vůči kalcitu může jít o metakrystaly, nebo je na vzorku přítomno více generací kalcitu (druhá možnost je však málo pravděpodobná vzhledem k tomu, že kalcit má v obou zmiňovaných partiích stejný charakter dvojčatného lamelování a shodnou distribuci a fázové složení fluidních inkluzí). Dvě EDX analýzy barytu zjistily 1,41 a 2,98 hmot. % SrO.

Chlorit je makroskopicky tmavě zelený. Povléká ve formě jemně šupinkovitých agregátů okolní horninu (tj. měl by být parageneticky nejstarší hydrotermální fází), vzácnější jsou řádově větší polokulovité agregáty, složené z radiálně paprsčitě uspořádaných



Obr. 2. Polokulovitý radiálně paprsčitý agregát chloritu uzavíraný v kalcitu. Výbrus, polarizované světlo, šířka záběru 1,8 mm.

Fig. 2. Hemispherical aggregate of chlorite enclosed by calcite. Thin section, polarized light, length of photograph 1.8 mm.

tabulek, uzavřené v kalcitu (obr. 2). Ve výbruse je chlorit trávově zelený, zřetelně pleochroický (téměř bezbarvá – sytě zelená) a vykazuje anomální modré a fialové interferenční barvy. V barytu chlorit zjištěn nebyl. EDX analýzy chloritů jsou uvedeny v tab. 1. Chlorit ze žíly (jemnozrnný i velké polokulovité agregáty) i chlorit z okolní horniny mají prakticky stejné chemické složení. Ve všech případech jde o chlority klinochlor-chamositové řady. V diagramu MELKY (1965) jsou průmětné body analýz soustředěny kolem rozhraní klinochlor-chamosit (obr. 3). Chloritová termometrie (CATHELINEAU 1988, JOWETT 1991) poskytla rovněž stejné výsledky (302–341 °C; tab. 1).

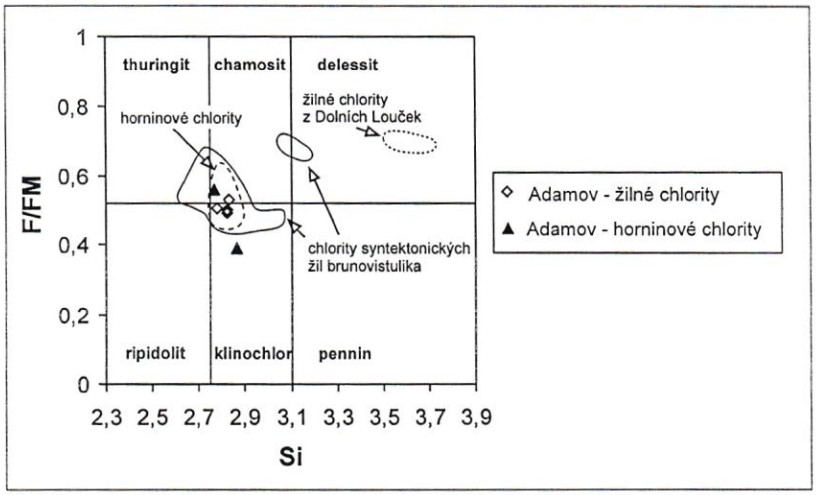
Pyrit byl zjištěn v několika izolovaných automorfních zrnech, uzavíraných v barytu. EDX analýzami byla zjištěna pravidelná vyšší příměs As (3,0–4,2 hmot. % As).

Na kontaktu žíly s okolní horninou bylo zjištěno dorůstání odlomených zrn *křemene* a *plagioklasu*. Zvlášť instruktivní je tento jev u plagioklasů, u nichž je původní část zrna silně sericitizována a zakalena, zatímco novotvořený dorostlý automorfní okraj čnějící do žíly je zcela čistý (obr. 4). Dvojčatné lamely původního živce „pokračují" i v novotvořeném plagioklasu. Novotvořený křemen je naprosto nedeformovaný (chybí undulózní zhášení).

Pravděpodobná posloupnost krystalizace minerálů je následující: plagioklas + křemen => chlorit + kalcit => baryt + pyrit.

Fluidní inkluze

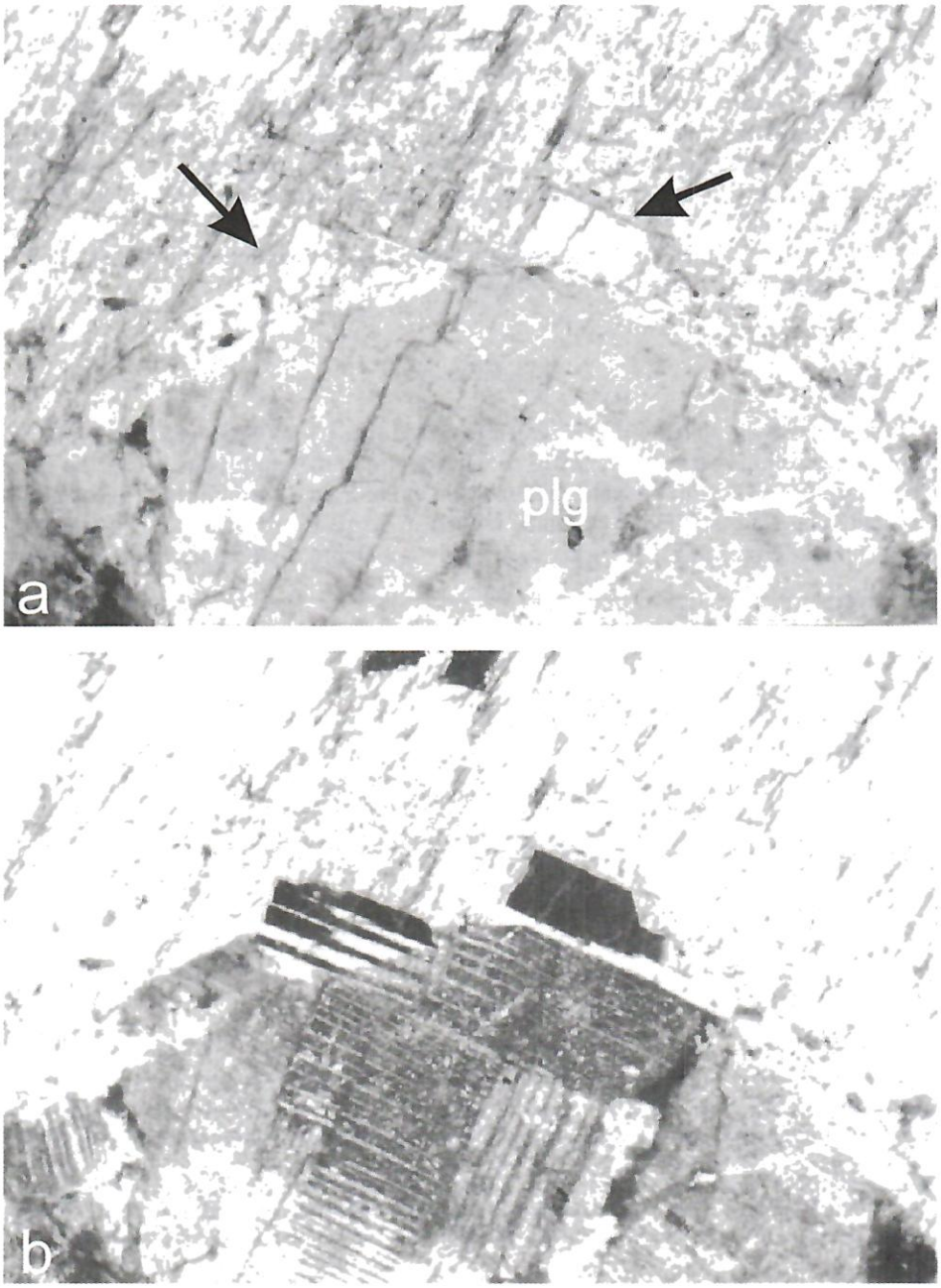
V *barytu* byly zjištěny převážně jen jednofázové (L) inkluze; inkluze s bublinou (L+V) jsou velmi vzácné a vyznačují se variabilním poměrem plynné a kapalné fáze. Oba typy FI se vyskytují pospolu. Inkluze jsou velmi hojné, v pravidelné trojrozměrné distribuci charakteristické pro primární inkluze. Většina FI má však jen nepatrné rozměry (málokdy přesahující 15 μm) a jsou tedy optickými metodami obtížně studova-



Obr. 3. Pozice analyzovaných chloritů v diagramu MELKY (1965). Pro srovnání jsou znázorněna i pole chloritů ostatních hydrotermálních žil brunovistulika a pole horninových chloritů (DOLNÍČEK a MALÝ 2003; DOLNÍČEK, 2004b; DOLNÍČEK, nepubl. data).

Fig. 3 Position of the analyzed chlorites in the diagram of MELKA (1965). Fields characterizing composition of rock-forming chlorite as well as chlorite from other Brunovistulian hydrothermal veins (DOLNÍČEK and MALÝ 2003; DOLNÍČEK, 2004b.; DOLNÍČEK, unpubl. data) are also plotted for comparison.

telné. Teploty homogenizace L+V inkluzí nebyly vzhledem k jejich nereprezentativnosti měřeny. V těchto případech se může s velkou pravděpodobností jednat o inkluze s porušenou hermetičností (např. při přípravě vzorku). Přítomnost jednofázových inkluzí indikuje velmi nízké teploty vzniku (pod ~ 50 °C, REYNOLDS a GOLDSTEIN 1990); vyloučit však nelze vzhledem k malým rozměrům inkluzí ani metastabilitu nukleace



Obr. 4. Dorůstání (šipky) odlomeného zrna plagioklasu (plg) na kontaktu žilné výplně (reprezentované na snímku kalcitem; cal) a okolní horniny. Výbrus, šířka záběru 1,8 mm; a – polarizované světlo, b – zkřížené nikoly.

Fig. 4. Growing-up (arrows) of a fractured grain of plagioclase (plg) at the contact of vein fill (represented here by calcite; cal) with host rock. Thin section, length of photograph 1.8 mm; a – polarized light, b – crossed polars.

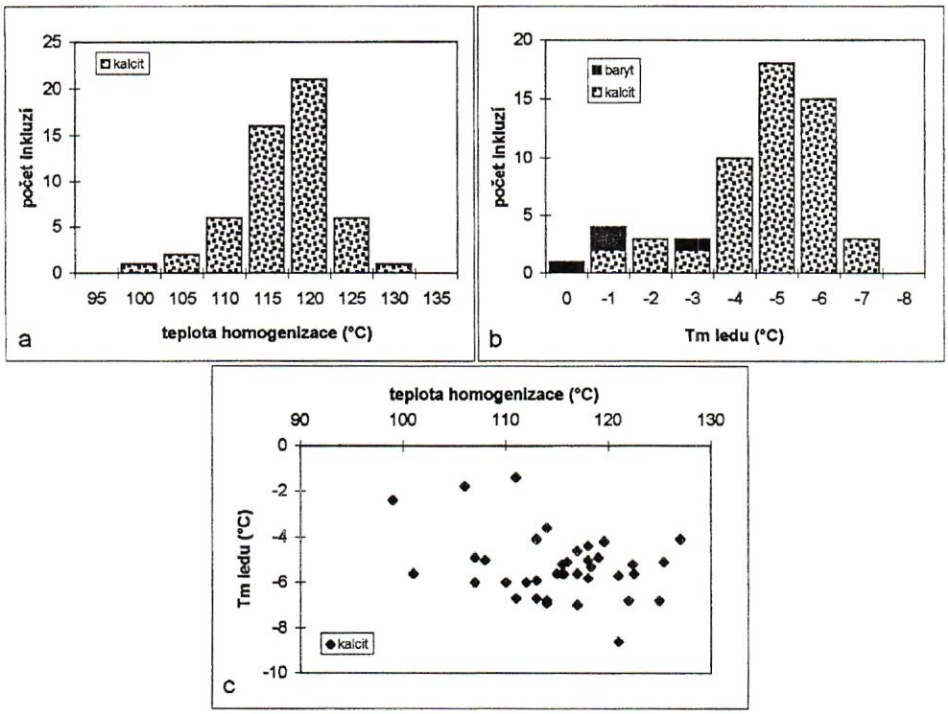
anal. č.	1	2	3	4	5	6
SiO_2	27,91	26,96	27,89	26,94	29,29	27,13
Al_2O_3	21,85	21,50	22,12	21,40	22,16	22,72
MgO	14,76	14,39	14,42	12,88	18,36	12,47
MnO	0,50	0,74	0,74	0,51	0,71	0,49
FeO	26,19	26,14	25,35	25,67	20,66	27,78
CaO	0,16	–	–	0,25	–	0,28
K_2O	–	–	–	0,25	–	–
total	91,37	89,73	90,52	87,90	91,18	90,87
Si	2,812	2,779	2,825	2,831	2,868	2,773
Al	2,594	2,608	2,641	2,651	2,557	2,737
Mg	2,217	2,211	2,178	2,017	2,679	1,901
Mn	0,043	0,064	0,064	0,045	0,059	0,042
Fe	2,207	2,253	2,148	2,255	1,691	2,375
Ca	0,018	–	–	0,028	–	0,031
K	–	–	–	0,034	–	–
total	9,891	9,915	9,856	9,861	9,854	9,859
C 88	318	331	318	315	302	334
J 91	323	336	323	321	304	341

Tab. 1. EDX mikroanalýzy chloritů z Adamova. Analýzy č. 1–5 patří žilným chloritům, analýza č. 6 horninovému chloritu. Analýzy jsou v hmot. %, empirické vzorce byly přepočteny na základ 14 atomů kyslíku. C 88 – chloritový termometr podle CATHELINEAU (1988), J 91 – termometr podle JOWETTA (1991).

Tab. 1. EDX microanalyses of chlorite from Adamov. Analyses No. 1–5 refer to vein chlorite, No. 6 to rock-forming chlorite. Analyses are in wt. %, empirical formulas were recalculated on the basis of 14 oxygens. C 88 – chlorite compositional thermometer according to CATHELINEAU (1988), J 91 – thermometer after JOWETT (1991).

plynné fáze. Inkluze zamrzají za teplot kolem –45 °C, přičemž zůstávají bezbarvé. Další důležité teploty (Te, Tm hydrohalitu) nemohly být změřeny vzhledem k malým rozměrům a nízké salinitě inkluzí. Teploty Tm ledu u ojedinělých větších FI se pohybovaly mezi –0,1 a –3,8 °C, což indikuje nízkou salinitu fluid v intervalu 0,2 až 6,2 hmot. % NaCl ekviv. (BODNAR 1993).

Kalcit naproti tomu představuje velmi vhodný materiál pro studium inkluzí. Blíže studovány byly primární inkluze, rozmístěné zejména uvnitř makroskopicky mléčně bílých přírůstkových zón, a pseudosekundární FI na vyhojených mikrotrhlinách. Všechny P i PS inkluze jsou výhradně dvoufázové (L+V), s konstantním stupněm zaplnění (plynná fáze zaujímá kolem 5 obj. % inkluzí) a také shodnými mikrotermometrickými charakteristikami. Homogenizační teploty FI jsou nízké, v intervalu 99–127 °C (obr. 5). Inkluze zamrzají za teplot –40 až –47 °C, přičemž mírně ztmavnou. Te v intervalu –35 až –40 °C indikují přítomnost systému $MgCl_2$–H_2O (Te = –35 °C) nebo NaCl–$MgCl_2$–H_2O (Te = –37 °C; SHEPHERD ET AL. 1985) v uzavřených fluidech. Hodnoty Tm ledu kolísají mezi –1,4 a –7,4 °C, což nasvědčuje salinitě fluid mezi 2,4 a 11,0 hmot. % NaCl ekv. V Th-Tm diagramu lze z distribuce naměřených dat dedukovat mísení dvou typů fluid s kontrastní salinitou a teplotou (obr. 5c).



Obr. 5. Výsledky mikrotermometrie fluidních inkluzí: a – histogram teplot homogenizací (Th), b – histogram teplot tání posledního krystalu ledu (Tm), c – diagram Th – Tm.
Fig. 5. Results of the fluid inclusion microthermometry: a – histogram of the homogenization temperatures (Th), b – histogram of the last ice melting temperatures (Tm), c – Th vs. Tm plot.

Kombinací izochor zkonstruovaných na základě mikrotermometrických měření fluidních inkluzí v kalcitu a nezávislého chloritového termometru vychází tlak při krystalizaci kalcit-chloritové asociace v intervalu 3,5–4,2 kbar (obr. 6).

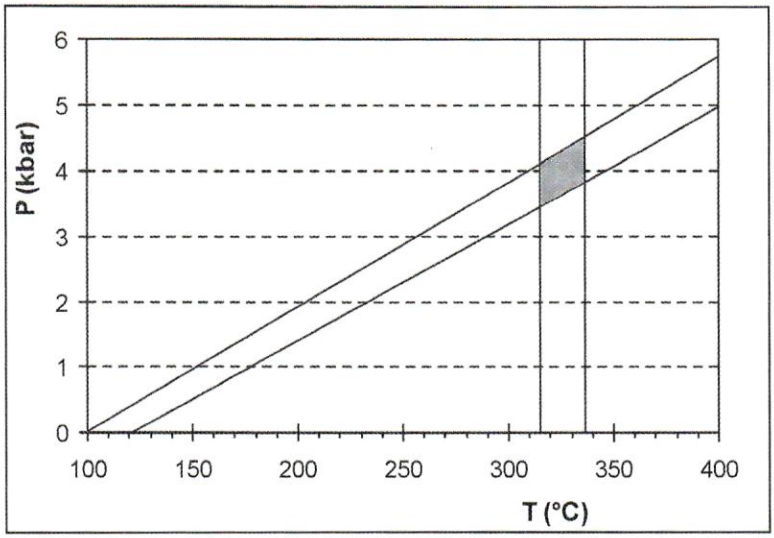
Stabilní izotopy

Jemně tabulkovitý narůžovělý baryt poskytl hodnotu $\delta^{34}S$ = +12,7 ‰ CDT a hodnotu $\delta^{18}O$ = +10,0 ‰ SMOW.

Pro kalcit v těsné asociaci s chloritem byla stanovena hodnota $\delta^{13}C$ = –9,0 ‰ PDB a hodnota $\delta^{18}O$ = –21,5 ‰ PDB (tj. + 8,7 ‰ SMOW). Vzorek kalcitu odebraný co nejdále od chloritu vykázal hodnotu $\delta^{13}C$ = –9,1 ‰ PDB a $\delta^{18}O$ = –21,5 ‰ PDB (tj. + 8,7 ‰ SMOW). Stejné hodnoty $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ pro oba kalcity nasvědčují přítomnosti jen jediné generace tohoto minerálu.

Vypočtená hodnota $\delta^{18}O$ fluid pro kalcity a hodnoty Th fluidních inkluzí se pohybuje mezi –5,7 a –8,0 ‰ SMOW, což jsou hodnoty typické pro meteorickou vodu. Použitím teplot indikovaných chloritovým termometrem vychází hodnota $\delta^{18}O$ fluid mezi + 3,7 a + 4,7 ‰ SMOW, tedy typická „metamorfní“ voda, tj. voda, která prodělala izo-

topickou výměnu s horninami za vyšších teplot. Hodnota $\delta^{13}C$ (HCO_3^-) fluid kolísá pro hodnoty Th mezi –10,0 a –11,2 ‰ PDB, indikující směs „hlubinného" uhlíku (–5 až –7 ‰ PDB) s uhlíkem oxidované organické hmoty (obvykle –20 až –30 ‰ PDB). Pro teploty indikované chloritovým termometrem vychází hodnota $\delta^{13}C$ (H_2CO_3) mezi –6,0 a –6,5 ‰ PDB, což je typicky „hlubinný" uhlík (HOEFS 1997). Pro baryt a (odhadnuté) teploty 50–100 °C vychází hodnota $\delta^{18}O$ fluid –5,0 až –11,6 ‰ SMOW, rovněž typicky meteorického původu.



Obr. 6. PT-podmínky kalcit-chloritové asociace, interpretované na základě kombinace chloritového termometru a izochor fluidních inkluzí v kalcitu.

Fig. 6. PT-conditions of the calcite-chlorite assemblage, based on a combination of chlorite geothermometry and fluid inclusion isochores.

Hodnota $\delta^{34}S$ barytu je vyšší než hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidické horninové síry brunovistulických granitoidů (+ 6,1 až + 9,9 ‰ CDT, DOLNÍČEK, 2004b) a starších žilných a vtroušeninových sulfidických mineralizací (+ 2 až + 8 ‰ CDT, BERKA 1993). Zdroj síry pro tvorbu barytu musel být tedy jinde než v mobilizované oxidované síře pyritů okolních hornin a/nebo starších mineralizací. Izotopické složení síry barytu spadá do intervalu udávaného pro permský-triasový mořský sulfát (CLAYPOOL ET AL. 1980).

Diskuse a závěr

Baryt má vývin, chemismus, fázové složení fluidních inkluzí, salinity fluidních inkluzí i izotopické složení S a O velmi blízké ostatním studovaným lokalitám žilné povariské (perm-trias) barytové mineralizace v brunovistuliku (DOLNÍČEK, 2004b). Rovněž přítomnost vyšších koncentrací As v pyritu asociovaném s barytem je shodným znakem.

Oproti tomu kalcit vykazuje v porovnání s ostatními lokalitami žilné barytové mineralizace brunovistulika mnohé odlišnosti (srov. DOLNÍČEK, 2004b). Nezvyklá je už minerální asociace s chloritem a plagioklasem. Fluidní inkluze v kalcitu mají poměrně nízké salinity (u těch kalcitů ostatních barytových žil brunovistulika, které jsou parageneticky

starší než baryty, salinita neklesá pod 10 hmot. % NaCl ekv.). Inkluze adamovského kalcitu vykazují relativně vyšší Te indikující přítomnost chloridů Mg a příp. i Na, zatímco pro barytové žíly jsou typické eutektické teploty kolem –50 °C a nižší, indikující systémy s chloridy Ca. Studovaný kalcit má dále velmi nízké hodnoty $\delta^{18}O$ (obvyklé hodnoty na barytových žilách jsou v intervalu –7 až –13 ‰ PDB) a tedy i $\delta^{18}O$ fluid, vypočtené pro rozsah hodnot Th (obvyklé hodnoty pro kalcity barytových žil jsou 0 ± 3 ‰ SMOW). Navíc, chlorit má optické vlastnosti a chemismus stejný jako chlorit v okolní hornině, shodné jsou tudíž i teploty indikované chloritovým termometrem. Tyto teploty jsou velmi vysoké a v kombinaci s hodnotami Th fluidních inkluzí kalcitu poskytují pro posttektonickou mineralizaci nereálné tlaky fluid kolem 4 kbar (pro žilnou barytovou mineralizaci brunovistulika byly zjištěny tlaky uvnitř fluidních inkluzí při teplotách Th v intervalu pouze 10–20 bar).

Většina uvedených parametrů kalcitu a chloritu však koreluje s charakteristikami syntektonických variských křemen-chlorit(-kalcit-fluoritových) mineralizací, které vznikaly během variské deformace a metamorfózy hornin brunovistulika. Chemismus chloritů těchto mineralizací rámcově odpovídá chemismu chloritů v hostitelských horninách (viz obr. 3). Teploty indikované chloritovým termometrem se pohybují většinou kolem 300–350 °C; otázkou je však věrohodnost takto odvozených teplot (viz např. ZIMÁK 2000, ZIMÁK a NOVOTNÝ 2001, DOLNÍČEK, 2004b). Th dvoufázových inkluzí v křemeni, kalcitu a fluoritu kolísají v intervalu 110–230 °C. Tlaky indikované kombinací izochor a nezávislého termometru se pohybují v řádu prvních jednotek kbar. Salinity fluid jsou převážně nízké až střední (do 12 hm. % NaCl ekv.); fluida obsahovala hlavně chloridy Na a Mg (lokálně i Ca). Vypočtená hodnota $\delta^{18}O$ fluid je +2 až + 7 ‰ SMOW (DOLNÍČEK 2004a, DOLNÍČEK, 2004b; DOLNÍČEK, nepubl. data).

Výsledky studia fluidních inkluzí, mikroskopická charakteristika a analýzy stabilních izotopů indikují, že na studovaném vzorku je přítomna jen jediná generace kalcitu. Genetické parametry kalcitu dokládají vztah k syntektonické variské mineralizaci, svým charakterem blízké tzv. alpské paragenezi. Baryt s pyritem tak s největší pravděpodobností představují produkt jiné (mladší) mineralizační etapy, která pronikla podél reaktivovaných, znovuotevřených puklin, již dříve vyhojených syntektonickou kalcit-chloritovou mineralizací. To je jev v oblasti východního okraje Českého masivu prokázaný a poměrně běžný (např. DOLNÍČEK a BURIÁNEK 1997, ZIMÁK ET AL. 2002, ZIMÁK 2003, DOLNÍČEK 2004a).

PODĚKOVÁNÍ

Autor by rád poděkoval pracovníkům mineralogicko-petrografického oddělení Moravského muzea v Brně za zapůjčení vzorku ke studiu, prof. M. Novákovi (PřF MU Brno) za komentář k nálezovým okolnostem předmětného vzorku, M. Slobodníkovi (PřF MU Brno) za zajištění izotopických analýz v rámci grantu GAČR 205/00/0356, J. Povolnému (PřF MU Brno) za vyhotovení výbrusů, V. Vávrovi (PřF MU Brno) za provedení EDX analýz a J. Zachariášovi (PřF UK Praha) za přístup k mikrotermometrické aparatuře.

SUMMARY

A museum sample of hydrothermal vein mineralization from Adamov hosted by Neoproterozoic biotite granodiorite of the Brno massif was studied using various mineralogical methods. The mineral assemblage con-

sists of older calcite and chlorite and superimposed barite and minor pyrite. Moreover, healing of cracked grains of quartz and plagioclase has been observed at the contact with host rock. Chlorite belongs to clinochlore-chamosite series, with approximately equal portions of both endmembers. Chlorite geothermometry based on number of tetrahedral Al indicates temperatures between 302 and 341 °C. Fluid inclusion study revealed low homogenization temperatures (<50–127 °C), low to moderate salinities (0.2 to 11.0 wt. % NaCl equiv.) and Na-Mg-Cl fluid composition. Combining the fluid inclusion and chlorite compositional thermometry result to pressure estimate around 4 kbar. Barite sulphur isotope data fall to range reported for Permian-Triassic marine sulphate. Calculated fluid oxygen isotope composition indicates metamorphic parent waters for calcite and meteoric waters for younger barite, respectively.

Taken together, the results indicate that the studied sample comprises products of two different mineralizing events. The older calcite-chlorite(-quartz-plagioclase) assemblage showed features typical for syntectonic veins, originating during Variscan deformation and metamorphism. On the other hand, the nature, mineral composition and genetic parameters of the superimposed barite-pyrite mineralization are comparable with post-Variscan barite mineralization whose origin was connected with migration of Permian-Triassic brines.

LITERATURA

BARNES, H. L. (ed.), 1997: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. J. Wiley & Sons. New York.

BERKA, L., 1993: Mineralogické studium rudních asociací z vybraných lokalit v brněnském masívu. *MS*, dipl. práce, PřF MU Brno.

BODNAR, R. J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 57: 683–684.

CATHELINEAU, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471–485.

CLAYPOOL, G. E., HOLSER, W. T., KAPLAN, I. R., SAKAI, H., ZAK, I., 1980: The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, 28: 199–260.

DOLNÍČEK, Z., 2004a: Mineralogie a podmínky vzniku hydrotermálních mineralizací centrální části svratecké klenby moravika. *MS*, rigorózní práce, PřF UP Olomouc.

DOLNÍČEK, Z., 2004b: Mineralogie a podmínky vzniku fluoritových a barytových mineralizací brunovistulika. *MS*, disert. práce, PřF MU Brno.

DOLNÍČEK, Z., BURIÁNEK, D. 1997: Hydrotermální mineralizace v lomu Dřínová u Tišnova. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 82: 33–43. Brno.

DOLNÍČEK, Z., MALÝ, K., 2003: Mineralogie a geneze epitermálních žil z lomu v Dolních Loučkách u Tišnova. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 88: 149–166. Brno.

HANŽL, P., MELICHAR, R., 1997: The Brno massif: a section through the active continental margin or a composed terrane? *Krystalinikum*, 23: 33–58. Brno.

HLADÍKOVÁ, J., 1988: Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. Vyd. MU Brno.

HOEFS, J., 1997: Stable isotope geochemistry. Springer Verlag. Berlin, New York.

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.

KALVODA, J., MELICHAR, R., BÁBEK, O., LEICHMANN, J., 2002: Late Proterozoic-Paleozoic tectonostratigraphic development and paleogeography of Brunovistulian terrane and comparison with other terranes at the SE margin of Baltica-Laurussia. *J. Czech Geol. Soc.*, 47: 81–102. Praha.

KUSAKABE, M., ROBINSON, B. W., 1977: Oxygen and sulfur isotope equilibria in the $BaSO_4$-HSO_4-H_2O system from 110 to 350 °C and applications. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 41, 8: 1033–1040.

MELKA, K., 1965: Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 40, 1: 23–27. Praha.

MITTRENGA, P., REJL, L., 1993: Brněnský masiv. In: PŘICHYSTAL, A., OBSTOVÁ, V., SUK, M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*: 9–13. Vyd. Moravské zemské muzeum a Sekce geol. věd. Brno.

REYNOLDS, J., GOLDSTEIN, R., 1990: Systematics of fluid inclusions in authigenic minerals and applications in a sedimentary basin analysis. Short course at the University of Manchester, 83 pp.

SHEPHERD, T. J., RANKIN, A. H., ALDERTON, D. H. M., 1985: A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie. Glasgow and London.

ŠTELCL, J., WEISS, J., GREGEROVÁ, M., STANĚK, J., ŠTELCL, J. ML., HÁJEK, J., HROUDA, F., JANÁK, F., HANÁK, J., MUSILOVÁ, L., ONDRA, P., ČEŠKOVÁ, L., 1986: Brněnský masív. Vyd. Univ. J. E. Purkyně. Brno.

ZHANG, Y. G., FRANTZ, J. D., 1987: Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-$CaCl_2$-H_2O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.*, 64: 335–350.

ZIMÁK, J., 2000: Chlority ze žil alpského typu na Sobotínsku. *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 49: 161–169. Opava.

ZIMÁK, J., 2003: Mineralogie hydrotermálních žil moravskoslezského kulmu. *Sborník Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2003*: 63–68. Olomouc.

ZIMÁK, J., LOSOS, Z., NOVOTNÝ, P., DOBEŠ, P., HLADÍKOVÁ, J., 2002: Study of vein carbonates and notes to the genesis of the hydrothermal mineralization in the Moravo-Silesian Culm. *J. Czech Geol. Soc.*, 47, 3–4: 111–122. Praha.

ZIMÁK, J., NOVOTNÝ, P., 2001: Chlorites from Alpine-type veins of the Silesicum (Czech Republic). *Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geol.*, 37: 51–56. Olomouc.