

## VARISKÁ SYNTEKTONICKÁ FLUIDA GENEROVANÁ Z PALEOZOICKÝCH SEDIMENTŮ MORAVSKÉHO KRASU A DRAHANSKÉ VRCHOVINY

VARISCAN SYNTECTONIC TYPES OF FLUIDS GENERATED FROM PALAEOZOIC SEQUENCES  
OF THE MORAVIAN KARST AND DRAHANY UPLAND

MAREK SLOBODNÍK, VRATISLAV HURAI, RENATA ČOPJAKOVÁ

### *Abstract*

Slobodník, M., Hurai, V., Čopjaková, R., 2008: Variská syntektonická fluida generovaná z paleozoických sedimentů Moravského krasu a Dražanské vrchoviny. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 113-126.

*Variscan syntectonic types of fluids generated from Palaeozoic sequences of the Moravian Karst and Dražany Upland*

Variscan hydrothermal calcite±quartz, quartz±chlorite±calcite veins are widespread in Palaeozoic sedimentary sequences of the Moravian Karst and the Dražany Highland. Veins developed in two main lithological types, in limestones and siliciclastic rocks (greywackes, conglomerates, shales), and their hydrothermal minerals have been investigated using microthermometric methods. The revealed variability in fluid types trapped in inclusions reflects the lithology of host rocks and/or structural aspects. The H<sub>2</sub>O-NaCl fluid system is responsible for precipitation of veins in limestones and coarse-grained siliciclastics (greywackes). Inclusions in vein minerals from the sequences with shales within shear zones contain CH<sub>4</sub>±CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O-NaCl±CH<sub>4</sub> fluids. Organic matter in rocks has been transformed and aqueous and organic fluids have been derived by deformation processes at elevated temperatures. The coexistence of those fluids enabled calculation of trapping *P**T* conditions. Revealed temperatures (*T*<sub>h</sub> = 85-275 °C) point to regional trends as documented by reflectivity of organic matter reported before. Some local conditions, however, differ from the trend. Within a shear zone, highly variable temperatures (up to 283 °C) and pressures (180-1200, max. up to 2040 bar) may result from friction overheating and pressure fluctuations along thrusts planes.

*Key words:* Dražany Upland, Palaeozoic, limestones, siliciclastics, Variscan fluids

Marek Slobodník (marek@sci.muni.cz), Renata Čopjaková, Institute of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, CZ-61137, Brno, Czech republic

Vratislav Hurai, Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, SK-84005 Bratislava 45, Slovak republic

### Úvod

V sedimentárních souvrstvích devonu a karbonu Moravského krasu a Dražanské vrchoviny jsou místy četné hydrotermální žíly. Dvě základní genetické skupiny žil vznikaly ve dvou základních tektonických režimech a vývojových obdobích sedimentárních hornin, a to během variské tektogeneze a platformního vývoje (SLOBODNÍK *et al.* 1997). V tomto článku je pozornost soustředěna na variskou generaci fluid, z nichž vznikaly syntektonické a pozdnětektonické žíly.

V zásadě jde o běžný fenomén známý z jakékoliv geologické jednotky, která podlehla deformaci a metamorfóze. Tak jak jsou známé syntektonické žíly z nejrůznějších orogenů, tak byly na řadě míst intenzivně studovány, protože odráží charakter a intenzitu metamorfických procesů. Studují se za účelem získání informací o  $P$ - $T$  podmínkách deformačních procesů, o způsobech a podmínkách migrace fluid, o interakci fluid a hornin (GRAY *et al.* 1991, RICHARDS *et al.* 2002) a nebo o historii migrace fluid, např. v předpolích orogenních pásem (GRAY *et al.* 2001, KIRSCHNER a KENNEDY 2001). Studie tohoto typu byly provedeny jak ve starších tak v mladších orogenech. Nedávno byla soustředěna pozornost právě na charakter fluid, která migrovala podél významných tektonických ploch během alpské tektonogeneze v Alpách – zóna Glarus (např. ABART a RAMSEYER 2002).

Některé poznatky o charakteru variských fluid z oblasti moravskoslezského paleozoika byly již publikovány a využity právě k identifikaci podmínek deformace (SLOBODNÍK *et al.* 2006). Regionální charakter variských fluid v daném území nebyl dosud studován a jejich kategorizace a genetické aspekty nebyly definovány. Pozornost byla proto soustředěna na výskyt hydrotermálních žil v Moravském krasu a na Dražanské vrchovině a vzorky byly odebrány z hlavních litologických typů karbonátových a siliciklastických hornin v jižní, střední a severní části území. Pozice odebraných vzorků je znázorněna v mapě na obr. 1.

## Metodika

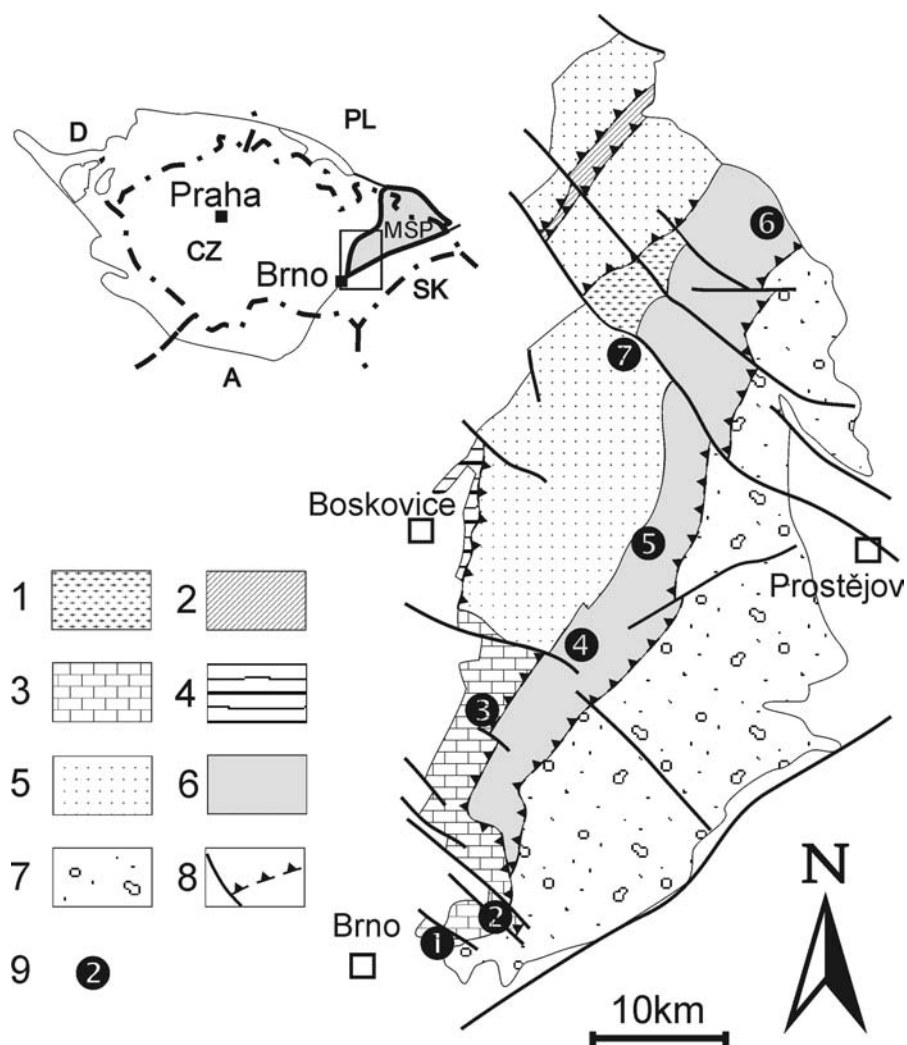
Primární a pseudosekundární fluidní inkluze v růstových zónách, krátkých řadách, skupinách a solitérní inkluze byly studovány za účelem poznání mateřských fluid variských žil. Pro mikrotermometrické studium byly využity křemeny a kalcity jako dvě nejběžnější minerální fáze. Studium inkluzí bylo provedeno na zahřívací a chladičí komoře Linkam THMSG600 (na mikroskopech Olympus a Nikon) v laboratořích na katedře mineralogie a petrologie PřF UK v Bratislavě a ÚGV PřF MU v Brně. Na kalibraci přístroje byly použity syntetické fluidní inkluze, přesnost měření se pohybovala v rozmezí 0,1 až 1,0 °C a podle kalibrace byly pak výsledky přepočteny. Na fluidních inkluzích byly měřeny následující parametry: teplota homogenizace inkluzí s dominantními vodnými fluidy ( $T_h$ ), teplota tání ledu ( $T_{mice}$ ), eutektická teplota ( $T_e$ ), teplota homogenizace metanem bohatých inkluzí ( $T_{hCH_4}$ ), teplota tání  $CO_2$  ( $T_{mCO_2}$ ), teplota tání klatrátu ( $T_{mclath}$ ). Množství metanu ( $X_{CH_4}$ ) v inkluzích bylo počítáno s pomocí odhadu objemového zastoupení metanem bohaté plynné fáze v inkluzích při 20 °C a dosazením hodnot  $T_{mice}$  a  $T_{mclath}$  do programu ICE (BAKKER 2003 s použitím rovnic DUAN *et al.* 1992).

Fluorescenční mikroskopie za účelem detekce organických fluid byla uskutečněna ve stejných laboratořích jako mikrotermometrie s použitím analyzátoru v UV světle (Nikon UV-2A, Exc.: 330–380 nm, zrcadlo: 400 nm, bariera: 420 nm).

Pro zjištění přítomnosti dalších minoritních složek v inkluzích byla aplikována Ramanova spektrometrie v laboratoři na Univerzitě v Leobenu (Lehrstuhl für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik). Vzorky byly analyzovány na spektrometru HORIBA Jobin Yvon (laser Nd-YAG 532 nm, výkon 100 mW).

## Geologická situace

Paleozoikum Moravského krasu a Dražanské vrchoviny tvoří j. a jv. část moravskoslezského paleozoika (MSP, Obr. 1). Z hlediska charakteru deformací jde o území, které z hlediska geometrie a typu tektonických struktur navazuje na ostatní části moravskoslezského paleozoika (KUMPERA a MARTINEC 1995). Již na počátku 60. let byla rozpoznána a dokumentována násunová stavba v paleozoických vápencích na Hádech u Brna (DVOŘÁK a PTÁK 1963). Od té doby jsou postupně shromažďovány jednotlivé indicie a fe-



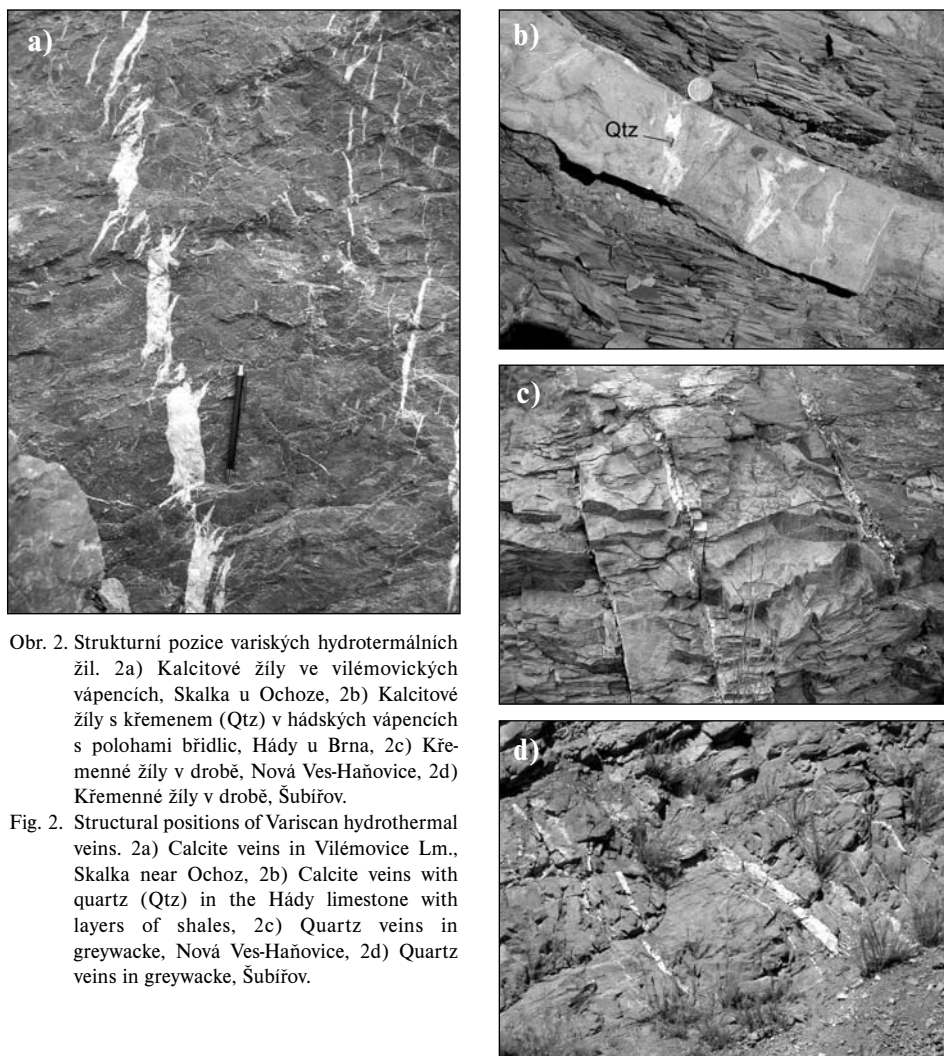
Obr. 1. Geologicko-strukturní schéma paleozoika Drahané vrchoviny. 1 - konicko-mladečský devon a nectavské krystalinikum, 2 - svinovsko-vranovské krystalinikum, 3 - devon-?sp. karbon, hl. vápence, břidlice (paleozoikum Moravského krasu), 4 - devon-?sp. karbon, břidlice, pískovce, vápence, 5 - částečně sv. devon, sv. visé-sp. namur, hlavně droby (brodecké), 6 - sv. visé-sp. namur?, hlavně břidlice (velenovské, rozstáňské), 7 - sv. visé, slepence, droby, břidlice (myslejovecké souvrství), 8 - násunové plochy/zlomy, 9 - čísla lokalit: 1. Hády (vápence, břidlice), 2. Mokrá (vápence), 3. Amatérská jeskyně (vápence), 4. Baldovec (droby, břidlice), 5. Malé Hradisko (droby), 6. Nová Ves-Haňovice (droby), 7. Šubiřov (droby). Upraveno podle CHÁB *et al.* (2007).

Fig. 1. Geological-structural sketch of the Drahané Highland Palaeozoic. 1 - Konice-Mladeč Devonian and Nectava Crystallinicum, 2 - Svinov-Vranov Crystallinicum, 3 - Devonian-?L. Carboniferous, limestones, shales, 4 - Devonian-?L. Carboniferous, shales, sandstones, limestones, 5 - partly U. Devonian, U. Viséan-L. Namurian, mainly greywackes (Brodek gw.), 6 - U. Viséan-L. Namurian?, mainly shales (Velenov, Rozstání sh.), 7 - U. Viséan, conglomerates, shales (Myslejovice Fm.), 8 - thrust planes/faults, 9 - locality numbers: 1. Hády (limestones, shales), 2. Mokrá (limestones), 3. Amatérská jeskyně (limestones), 4. Baldovec (greywackes, shales), 5. Malé Hradisko (greywackes), 6. Nová Ves-Haňovice (greywackes), 7. Šubiřov (greywackes).

nomény ukazující na to, že tento typ stavby, tak jak ji naznačil pro Moravský kras již dříve např. KETTNER (1942), je typickým rysem pro oblast celého moravskoslezského paleozoika a nejen pro stavbu Moravského krasu (např. RAJLICH 1990). Pohyb příkrovů, tektonických šupin a další tektonické procesy pak vyvolávají migraci fluid, což se projevuje vznikem žil a jejich systémů. Na řadě lokalit je možné dokumentovat i velmi detailní provrásnění hornin doprovázející intenzivní deformaci.

### Hydrotermální žíly

Geometrie a pozice variských žil má zákonitý vztah ke geometrii deformovaných sedimentů. Jejich genetická příslušnost k variské tektogenezi je patrná již z jejich strukturní vazby na variské tektonické a deformační prvky. Strukturní pozice hydrotermálních žil jsou hlavně kolmo k vrstevním plochám, případně paralelně s nimi (Obr. 2). Vznikají na-



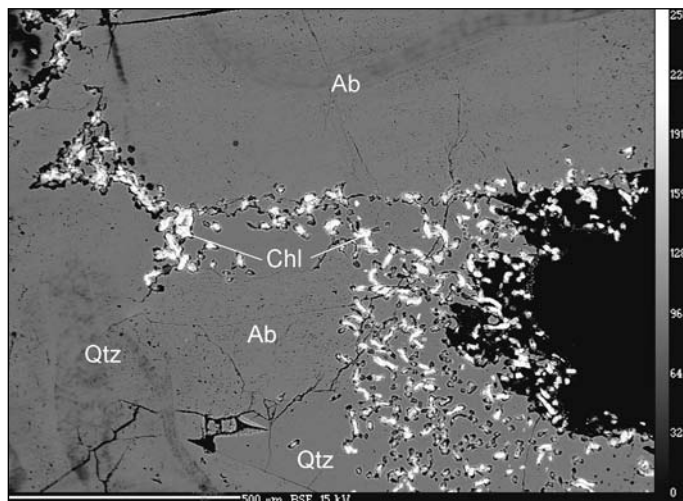
Obr. 2. Strukturní pozice variských hydrotermálních žil. 2a) Kalcitové žíly ve vilémovických vápencích, Skalka u Ochoze, 2b) Kalcitové žíly s křemenem (Qtz) v hádkých vápencích s polohami břidlic, Hády u Brna, 2c) Křemenné žíly v drobě, Nová Ves-Haňovice, 2d) Křemenné žíly v drobě, Šubířov.

Fig. 2. Structural positions of Variscan hydrothermal veins. 2a) Calcite veins in Vilémovice Lm., Skalka near Ochoz, 2b) Calcite veins with quartz (Qtz) in the Hády limestone with layers of shales, Hády u Brna, 2c) Quartz veins in greywacke, Nová Ves-Haňovice, 2d) Quartz veins in greywacke, Šubířov.

Obr. 3. Chlorit a albit jako hydrotermální fáze na křemenné žíle.

Ab - albit, Chl - chlorit, Qtz - křemen (obraz BSE). Baldovec.

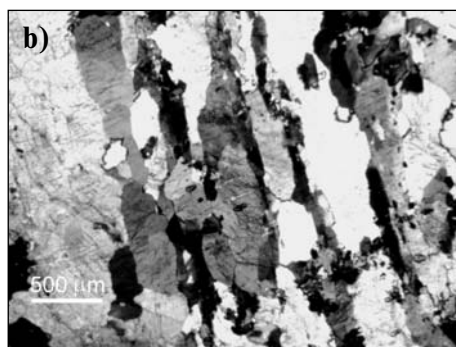
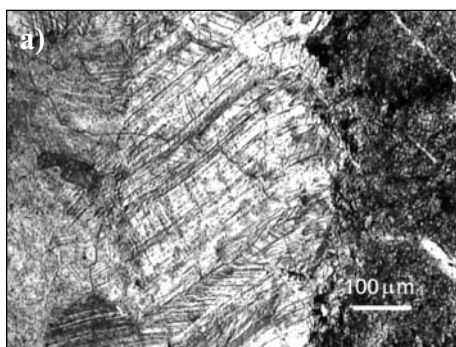
Fig. 3. Hydrothermal chlorite and albite in quartz vein. Ab - albite, Chl - chlorite, Qtz - quartz (BSE image). Baldovec.



př. jako tahové struktury při mezivrstevním skluzu. Žíly bývají orientovány paralelně, šikmo nebo kolmo na vrásové osy.

Hydrotermální variské žíly je možné najít ve všech typech hornin (vápencích, drobách i břidlicích), což svědčí o intenzivní migraci fluid během variských deformačních fází. Četnost žil je závislá na mechanických vlastnostech hornin. V křehčích tvrdších horninách (vápencích a drobách) jsou početnější a mocnější, oproti tomu v měkkých a plastických horninách, hlavně v břidlicích jsou méně významné.

Minerální asociace hydrotermálních žil je odrazem litologie hostitelských hornin. Převážně kalcitové žíly s jemnozrným mléčně bílým kalcitem se vyskytují v prostředí masivních rífových vápenců. V místech s vložkami jílových břidlic se objevuje křemen, který je v asociaci s kalcitem starší, případně oba minerály krystalovaly současně. Vzájemné prorůstání hlavních minerálních fází svědčí o časově blízké krystalizaci. Platí to i pro hlavní minerální asociaci žil ve spodnokarbonských sedimentech (chlorit-křemen-kalcit). Ve vzorcích z blízkosti násunového zlomu byl na žilách v Baldovcí, v základní asociaci křemen-chlorit, přítomen i albit (Obr. 3).



Obr. 4. Vlákničná struktura hydrotermálních žil. 4a) kalcitová žíla, Hády u Brna, 4b) křemenná žíla, Nová Ves-Haňovice.

Fig. 4. The fibrous structure of hydrothermal veins. 4a) calcite vein, Hády near Brno, 4b) quartz vein, Nová Ves-Haňovice.

Běžným rysem je vláknitá stavba minerálů hydrotermálních žil. Tuto stavbu najdeme jak u kalcitu, tak u křemene. Na jihu, na Hádech u Brna, jsou v hádských vápencích žíly, kde křemen tvoří hypidiomorfní až idiomorfní krystaly uzavřené v jemnozrnném bílém kalcitu s vláknitou stavbou (Obr. 4). V křemenech na této lokalitě je patrná (i makroskopicky) přítomnost tmavé organické hmoty, která se často soustřeďuje v centrální části křemenných krystalů.

#### Typy fluidních inkluzí a uzavřených fluid

V kalcitech a křemenech z lokalit č. 1 až 6 (Obr. 1) byly studovány inkluze rozmístěné podél růstových ploch, tvořící nepravidelné skupiny, solitérní (geneticky primární) a nebo tvořící krátké řady, které reprezentují pseudosekundární inkluze (Obr. 5a). Velikosti studovaných inkluzí se pohybovaly nejčastěji mezi 5 a 15  $\mu\text{m}$ , v křemenech byly studovány i menší inkluze s velikostí okolo 2  $\mu\text{m}$ .

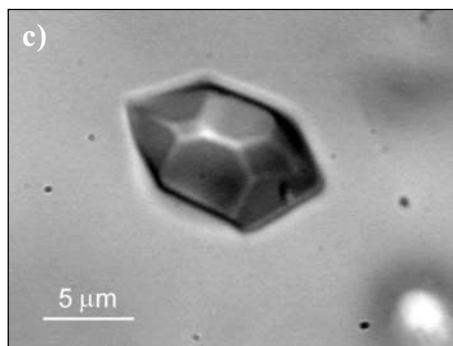
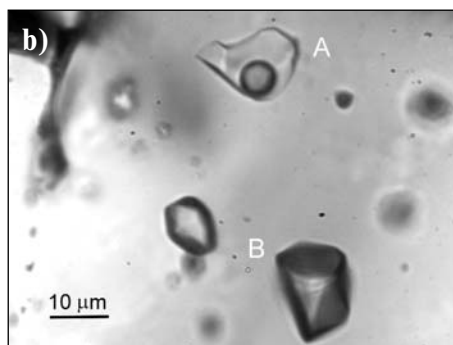
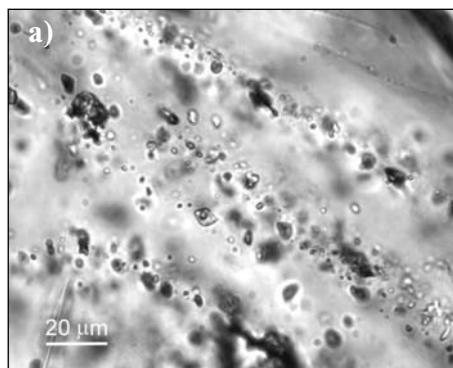
Byly rozlišeny dva základní typy inkluzí. Nejčastějším typem jsou dvofázové, vyplněné kapalnou a plynnou fází (L+V, typ I, Obr. 5b), na Hádech a v Baldovci byly navíc zjištěny inkluze jednofázové, buď s plynnou nebo kapalnou fází (typ II, Obr. 5c).

#### Fluidní inkluze s dominantní vodnou fází (typ I, $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{CH}_4$ )

Společným rysem dvofázových inkluzí typu I v celé oblasti je podobné chemické složení fluid. Eutektické teploty  $T_e$  okolo  $-22\text{ }^\circ\text{C}$  indikují přítomnost systému  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  ( $T_e = -21,2\text{ }^\circ\text{C}$ , metastabilní  $T_e$  okolo  $-28\text{ }^\circ\text{C}$ , DAVIS *et al.* 1990, SPENCER *et*

Obr. 5. Distribuce a typy fluidních inkluzí v hydrotermálních minerálech. 5a) Distribuce inkluzí podél růstových zón v křemenu, Nová Ves-Haňovice, 5b) Dvofázová inkluze (A) uzavírající vodný systém typu I. a jednofázová inkluze (B) s metanem typu II., křemen, Baldovec, 5c) jednofázová inkluze s metanem bohatou fází (typ II.) vykazující tvar „negativního krystalu“, křemen, Baldovec.

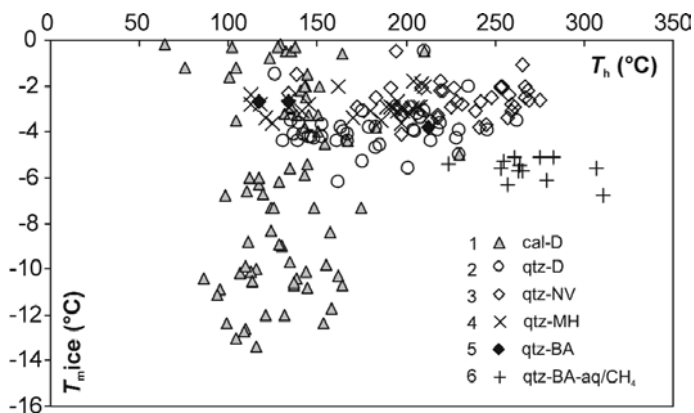
Fig. 5. A distribution and types of fluid inclusions in hydrothermal minerals. 5a) distribution of fluid inclusions along growth zones in quartz, Nová Ves-Haňovice, 5b) Two-phase inclusion (A) trapping aqueous system of type I. and type II as one-phase inclusion with methane (B), quartz, Baldovec, 5c) one-phase inclusion with methane-rich phase (type II) showing the shape of „negative crystal“, quartz, Baldovec.



Tabulka 1. Mikrotermometrické údaje pro koexistující inkluze typu I a II v křemenu (Baldovec) s odhadem objemových procent plynné fáze a výpočtem molárního zlomku  $\text{CH}_4$  a salinity vodné fáze v inkluzích typu I (program ICE, BAKKER 2003). (L) - homogenizace na kapalinu.

Table 1. Mikrophotometric data on coexisting type I and II inclusions in quartz (Baldovec) with the estimation of volume fractions of vapour phase and the calculation of  $\text{CH}_4$  molar fraction and salinity of aqueous phase in type I inclusions (programme ICE, BAKKER 2003). (L) - homogenization into liquid.

č. inkluze	velikost ( $\mu\text{m}$ )	$T_h\text{CH}_4$ ( $^\circ\text{C}$ )	$T_h$ ( $^\circ\text{C}$ )	$T_{\text{mice}}$ ( $^\circ\text{C}$ )	$T_{\text{mclath}}$ ( $^\circ\text{C}$ )	vol.% V	$X_{\text{CH}_4}$	salinita (hm% NaCl)
1		-82,1(L)						
1a		-82,2(L)						
2				-5,3	7,3	25	0,022	5,0
3				-7,2	3,9	35	0,023	5,0
4				-7,2	3,5	20	0,011	5,3
5	10	-85,5(L)						
7	3		264	-5,5				
8	8		263	-5,7	4,1	15	0,009	5,3
9	2		253	-5,6				
10	9		265	-5,7	3,5	15	0,009	5,3
11	10		327	-8,6	4,4	20	0,013	5,2
13	10	-107,2(L)						
14	9	-83,4(L)						
15	7	-84,7(L)						
16	3		117	-2,7				
17	2		133	-2,7				
18	10		212	-3,8				
19	5		224	-5,4				
20	9	-106,2(L)						
21	10	-117,7(L)						
22	15	-95,4(L)						
23	14	-98,8(L)						
24	8		255	-5,3	5,4	10	0,007	5,4
25	5		257	-6,3	4	5	0,004	5,4
26	6	-86,8(L)						
27	11		311	-6,8	4,9	10	0,007	5,4
33	5	-107,3(L)						
34	7	-107,8(L)						
35	12	-107,2(L)						
36	8	-96,6(L)						
37	4		279	-6,1				
38	2		283	-5,1				
39	6	-96,7(L)						
40	7		275	-5,1	3,9	8	0,005	5,4
41	18		307	-5,6	6,7	8	0,007	5,4
42	12	-106,6(L)						
43	5		271	-5,3	5	8	0,006	5,4
44	3		291	-5,2				
45	11							
46	7		278	-5,3	4,3	8	0,005	5,4
47	8	-87,1(L)						
48	4		261	-5,1	5,9	5	0,004	5,4
49	5	-102,7(L)						
50	12	-82,8(L)						



Obr. 6.  $T_h$ - $T_{m,ice}$  diagram fluidních inkluzí s vodným systémem v hydrotermálních kalcitech a křemenech. 1 - kalcit (Moravský kras), 2 - křemen (Hády), 3 - křemen (Nová Ves-Haňovice), 4 - křemen (Malé Hradisko), 5 - křemen (Baldovec), 6 - křemen (fluida  $H_2O$ - $NaCl$ ± $CH_4$ , Baldovec).

Fig. 6.  $T_h$ - $T_{m,ice}$  plot of fluid inclusions with the aqueous system in hydrothermal calcite and quartz. 1 - calcite (Moravian Karst), 2 - quartz (Hády), 3 - quartz (Nová Ves-Haňovice), 4 - quartz (Malé Hradisko), 5 - quartz (Baldovec), 6 - quartz ( $H_2O$ - $NaCl$ ± $CH_4$  fluids, Baldovec)

al. 1990).  $T_e$  okolo  $-35^\circ C$  naznačují i zastoupení chloridů Mg, K, Na a/nebo Fe (BUCHŠTEJN *et al.* 1953, BORISENKO 1977).

Celková salinita těchto fluidů může být odvozena z teploty tání poslední pevné fáze, kterou je v našem případě led ( $T_{m,ice}$ , BODNAR 1993). Salinita uzavřených vodných fluidů má největší rozsah v hydrotermálních minerálech z Moravského krasu a to od 0,3 do 17,2 hm. % ekv. NaCl ( $T_{m,ice}$  mezi  $-13,4$  až  $-0,2^\circ C$ , Obr. 6). V ostatním území se salinity pohybují v poměrně úzkém intervalu od 3,0 do 6,6 hm% ekv. NaCl ( $T_{m,ice}$   $-4,1$  až  $-1,8^\circ C$ ).

Teploty homogenizace tohoto systému se nejčastěji pohybují od 85 do 275  $^\circ C$  (Obr. 6). Nejnížší  $T_h$  jsou typické pro vzorky z Moravského krasu mezi nimiž nejsou rozdíly (lokality č. 1-3), tj. z jv. části studovaného území, a nejvyšší ve střední a severní části území.

V inkluzích typu I byl na lokalitě č. 4 (Baldovec) zjištěn metan. Jeho přítomnost se projevila krystalizací klatrátu v nižších teplotách a jeho táním ( $T_{m,clath}$ ) v intervalu mezi  $+3,5$  až  $+7,3^\circ C$ . Molární zlomek metanu ( $X_{CH_4}$ ) v inkluzích se pohybuje v hodnotách mezi 0,0037 až 0,0235 (Tab. 1). Protože složení vodné fáze těchto inkluzí je shodné s již uvedenými údaji inkluzí typu I s čistě vodnými fluidy, můžeme tento systém definovat jako  $H_2O$ - $NaCl$ ± $CH_4$ .

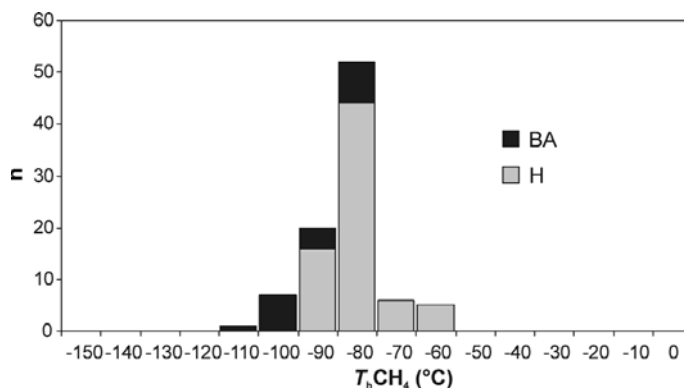
#### Fluidní inkluze s dominantním zastoupením metanu (typ II, $CH_4$ ± $CO_2$ )

V křemenech ze žil, které byly odebrány v blízkosti násunových zlomů (Hády, Baldovec), byla zjištěna koexistence jednofázových inkluzí  $CH_4$ ± $CO_2$  s inkluzemi typu I (Obr. 5b). Tyto inkluze tvoří malé nepravidelné shluky nebo krátké řady, případně jsou solitérní. Separace inkluzí typu I a II do samostatných řad, a tedy časově oddělené uzavírání těchto dvou typů fluidů, nebylo zjištěno.

Inkluze typu II bohaté metanem (velikosti 3-15  $\mu m$ ) homogenizovaly na plyn nebo kapalinu (Tab. 1, 2). Nejčastější homogenizační teploty metanu ( $T_h, CH_4$ ) se pohybovaly v rozsahu  $-95$  až  $-82^\circ C$ , resp.  $-107$  až  $-82^\circ C$  (Obr. 7). Hodnoty  $T_h, CH_4$  nad kritickou teplotou metanu ( $-82,6^\circ C$ ) svědčí o podílu  $CO_2$  nebo přítomnosti dalších lehkých uhlovodíků (hlc) ve fluidech. V UV záření mají fluidní inkluze v centrálních částech zrn žlutozelený odstín, kdežto na okrajích jasně světle modrý. Fluorescence tak dokumentuje



Obr. 7. Histogram teplot homogenizace metanových inkluzí (typ II) v hydrotermálních křemenech. H - Hády, BA - Baldovec.  
Fig. 7. Frequency histogram of homogenization temperatures of methane inclusions (type II) in hydrothermal quartz. H - Hády, BA - Baldovec.



přítomnost kapalných uhlovodíků v inkluzích v centru zrn a nejlehčích uhlovodíků na její okraji (lokality Hády).

V několika inkluzích byla potvrzena přítomnost  $\text{CO}_2$  s teplotou tání pevné fáze  $\text{CO}_2$  ( $T_m\text{CO}_2$ ) mezi  $-110^\circ$  a  $-89^\circ\text{C}$ . Tento typ II fluidních inkluzí pak můžeme na základě mikrotermometrického studia, z hlediska přítomnosti složek, definovat jako  $\text{CH}_4\pm\text{CO}_2\pm\text{hhc}$ . Ve směsi bylo také zjištěno malé množství  $\text{H}_2\text{S}$  indikované malou intenzitou píku  $2580\text{ cm}^{-1}$  Ramanova spektra. U několika větších metanových inkluzí byla podél stěn zjištěna minoritní kapalná fáze jejíž vlastnosti nebylo možné zatím mikrotermometricky definovat, ale s vysokou pravděpodobností je v tomto typu inkluzí přítomno i proměnlivé malé množství vodných fluid. Definice fluidního systému by pak mohla být  $\text{CH}_4\pm\text{CO}_2\pm\text{hhc}(\pm\text{H}_2\text{O})$ .

Zjištěná koexistence vodnou fází bohatých a metanovou fází bohatých inkluzí umožňuje přímé výpočty vlastností a  $P$ - $T$  podmínek uzavření fluid (Tab. 2). Protože vzájemná rozpustnost vody a metanu je i při vysokých teplotách velmi nízká (např. KRADER a FRANCK 1987), hustota nevodné fáze se může vypočítat z teplot fázových změn v systému  $\text{CH}_4$  nebo  $\text{CH}_4+\text{CO}_2$  (např. VAN DEN KERKHOFF a THIÉRY 2001). Minimální homogenizační teplota vodných inkluzí představuje teplotu, kdy došlo k zachycení heterogenního fluida a tlak je definován na protínání teploty s izochorou nevodné fáze. Pro výpočet tlakových podmínek zachycení fluid byly použity údaje dvojice sousedících inkluzí s vodným a metanovým systémem (Tab. 2, s použitím rovnice pro dvoufázovou křivku a stavové rovnice pro metan podle SETZMANN a WAGNERA 1991). Molární objem těchto inkluzí se pohybuje v rozmezí  $50$  až  $222\text{ cm}^3/\text{mol}$ . Údaje o tlaku a teplotě těchto fluid v okamžiku zachycení vykazují rozptyl  $182$ – $2040\text{ bar}$  a  $142$  až  $283^\circ\text{C}$ .

### Interpretace a diskuse

Široké rozpětí teplot homogenizace u inkluzí typu I se systémem  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  odráží regionální trend v intenzitě metamorfózy (FRANCŮ *et al.* 1999). Nejnižší hodnoty v jižní části území (Obr. 1, lokality č. 1, 2, 3) dobře korespondují s dříve získanými údaji ukazujícími na teploty uzavření fluid  $120$ – $170^\circ\text{C}$  a  $P = 450$ – $880\text{ bar}$ , v hloubkách mezi  $1,6$  a  $3,2\text{ km}$  (litostatický tlak) (SLOBODNÍK *et al.* 2006). Teplotní parametry metamorfózy jsou ve shodě s výsledky studií, které byly postaveny na indexu krystalinity illitu (transformace smektit/illit) nebo odraznosti organické hmoty (KUMPERA a MARTINEC 1995, FRANCŮ *et al.* 1999). Podle těchto metod byl rozsah teplotní proměny hornin v j. části Moravského krasu  $130$ – $170^\circ\text{C}$ .

Zjištěný postupný nárůst  $T_h$  od JJZ k SSV doplňuje starší výzkumy. Ve střední části území (lokality č. 4 a 5) vykazují  $T_h$  vodných inkluzí hodnoty zejména okolo  $200^\circ\text{C}$

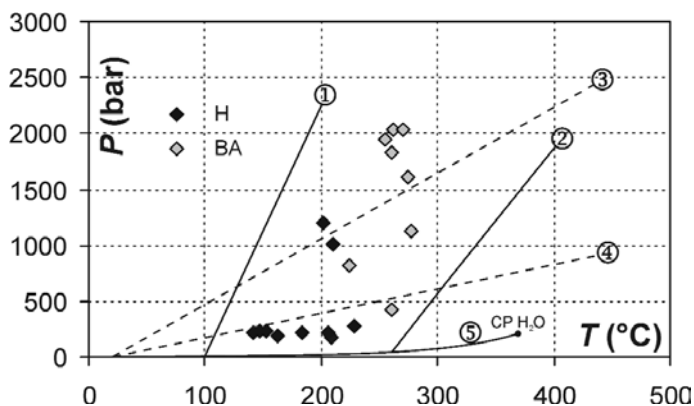
Tabulka 2. Vypočtené fyzikální parametry (V, P, hustota fluid) metanových inkluzí. (L, V) – homogenizace na kapalinu nebo plyn.

Table 2. Calculated physical parameters (V, P, fluid density) of methane inclusions. (L, V) – homogenization into liquid or vapour.

lokality	$T_{\text{H}_2\text{O}}$ (°C)	$T_{\text{CH}_4}$ (°C)	Molární objem $\text{CH}_4$ $V$ (cm <sup>3</sup> /mol)	Hustota (g.cm <sup>-3</sup> )	$P$ (bar)
Hády	208	-90,0(V)	222,0	0,0723	182
	142	-84,5(V)	154,0		222
	153	-84,3(V)	151,0		235
	228	-84,6(V)	155,0		282
	147	-84,3(V)	151,0		231
	201	-96,0(L)	55,8	0,2874	1201
	163	-87,0(V)	186,0		194
	183	-86,0(V)	174,0		221
	210	-89,8(L)	61,5		1003
	206	-86,6(V)	181,0		225
Baldovec	224	-84,7(L)	71,5	0,3201	826
	255	-106,2(L)	50,3		1948
	262	-107,3(L)	49,8		2029
	275	-96,6(L)	55,4		1603
	271	-106,6(L)	50,1		2040
	278	-87,1(L)	65,6		1122
	261	-102,7(L)	51,9		1822
	261	-82,8(L)	118,0		0,1936

a v severní části až 275 °C (lokality č. 6). Z tohoto trendu vystupují určité specifické rysy pohybu a charakteru fluid. V rámci střížných zón (lokality č. 1 a 4 – Hády a Baldovec) se objevuje koexistence inkluzí typu I a II, která ukazuje, že zejména tlakové parametry mohly kolísat v relativně širokém rozmezí 180–1200 bar, resp. 430–2040 bar. Tyto tlaky však přesahují, při použití termobarického gradientu 46 °C/km (STŘELCOVÁ *et al.* 1997) a hustoty čisté vody, podmínky vymezené mezi hydrostatickým a litostatickým gradientem na obě strany, do nižších i vyšších hodnot (Obr. 8).

Nejvyšší tlaky fluid snižují efektivní napětí v horninách, což vede ke vzniku hydraulických trhlin. Indicie takových struktur podobných brekciím jsou na některých vzorcích zaznamenány (např. mikrobrekcie tvořené ostrohranými úlomky hornin, síť jemných přímých žilek). Nejnižší vypočítané tlaky fluid jsou nižší než hodnoty hydrostatického tlaku. Takové podhodnocení může být způsobeno přítomností lehkých uhlovodíků, případně podtlakem při otírání tahových puklin (mechanismus „crack-and-seal“, RAMSAY 1980). Přítomnost vláknitých struktur indikuje krystalizaci během tektonické deformace. Postupné otírání v podmínkách křehce-duktilní deformace je v souladu s dosaženými  $P$ - $T$  podmínkami a orientací a tvarem struktur. Udržení podtlaku po určitou dobu by bylo možné při zastavení tenzní deformace a při neměnicím se objemu prostoru trhliny ve vrstvě. Zejména vrstvy vance se střídají s plastickými břidlicemi (lokality č. 1 – Hády), které pak utěšňují vytvořené pukliny s fluidy. Možnost udržení nízkého tlaku (subhydrostatického) byla zjištěna při studiu uzavřených fluidních systémů z prostředí s převládajícími břidlicemi v horninovém masivu, který prošel výzdvihem a exhumací v pokročilých stádiích tektogeneze (MAZUREK 1999).



Obr. 8.  $P$ - $T$  podmínky uzavření metanových fluidů (typ II) a izochory fluidů typu I. H - Hádý, BA - Baldovec, 1, 2 - izochory reprezentující rozsah mikrotomometrických měření inkluzí typu I, 3 - litostatický termobarický gradient (termický gradient  $46\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  podle STŘELCOVÉ *et al.* 1997), 4 - hydrostatický termobarický gradient (stejný termický gradient), 5 - křivka dvoufázové rovnováhy pro  $\text{H}_2\text{O}$ , CP  $\text{H}_2\text{O}$  - kritický bod vody.

Fig. 8.  $P$ - $T$  conditions of trapping of methane fluids (type II) and isochores of fluids of the type I. H - Hádý, BA - Baldovec, 1, 2 - isochores representing the extent of microthermometric measurements for type I inclusions, 3 - lithostatic thermobaric gradient (thermal gradient  $46\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  after STŘELCOVÁ *et al.* 1997), 4 - hydrostatic thermobaric gradient (the same thermal gradient), 5 - two-phase equilibrium curve of pure water, CP  $\text{H}_2\text{O}$  - critical point of water.

Pokud provedeme výpočet tlakového gradientu a uvažujeme také určitý sloupec mořské vody, použijeme další korekce na tenzi horniny, gravitační konstantu a vztlakový efekt heterogenního fluida (HURAI *et al.* 2006) s použitím minimálních a maximálních hustot fluidů (Tab. 2), tak budou hodnoty v mezích litostatického a hydrostatického tlaku. V případě, když neuvažujeme žádný sloupec mořské vody, tedy čistý litostatický tlak, pak přetlak fluidů zůstává. Za takových podmínek vychází hloubky uzavření heterogenních fluidů 3,7-4,2 km (Hádý), resp. 6,7-7,3 km (Baldovec). Při použití nejnižších teplot (nejvyšší považujeme za produkt tepla vzniklého třením, frikční teplo, MILOVSKÝ *et al.* 2003) dostáváme termické gradienty mezi  $31\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  a  $39\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (Baldovec, Hádý).

Další možností pro nejvyšší interpretované tlaky je také souvislost s možnou přítomností malého množství  $\text{N}_2$  v metanových inkluzích typu II. To je však jen na úrovni spekulace, protože zatím neexistuje žádný mikrotomometrický doklad přítomnosti dusíku, který by mohl být příčinou zvýšení tlaku (snižuje  $T_h$  metanu).

Současné poznatky ukazují na to, že minerotvorný proces daného typu žil představuje uzavřený geochemický systém. Tento model vzniku je ve studovaném území podporován též izotopickým složením C, O a poměrem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , které jsou velmi blízké pro okolní horninu i hydrotermální minerály (kalcitové žíly ve vápenci, SLOBODNÍK *et al.* 2006). K tomu dochází při interakci fluidů s okolní horninou při nízkém poměru fluida/hornina („rock-buffered fluid“, GRAY *et al.* 1991, ABART a RAMSEYER 2002). Fluida a jejich komponenty, včetně organických látek, byly s největší pravděpodobností mobilizovány z bezprostředního horninového okolí žil. Produkce metanu je v zónách intenzivní střížné deformace v souladu s jejími  $P$ - $T$  podmínkami, které odpovídají vyšší zóně ropného okna až zóně termogenního metanu (TISSOT a WELTE 1984), kterými prošly horniny ve střížné zóně bohaté na organickou hmotu během pozdně variské tektogeneze. Vzhledem k tomu, že střížné či násunové zóny jsou vyvinuty přednostně v horninovém prostředí s větším podílem břidlic, a že máme k dispozici jen malý počet prostudovaných lokalit, není možné jednoznačně stanovit s jakými faktory souvisí produkce metanu. Zda jde o konk-

retní  $P$ - $T$  podmínky nebo o určité litologické typy hostitelských hornin, případně o kombinaci obou faktorů.

$T_h$  inkluzí typu I v zónách intenzivní deformace (střížné zóny, lokality č. 1 - Hády a č. 4 - Baldovec) ukazují také na vyšší hodnoty překračující regionální úroveň. Údaje ze střížných zón překračují běžné  $T_h$ , s hodnotami 150–160 °C na jihu území na Hádech, a pohybují se až do hodnot 230–240 °C (Obr. 6) a ve střední části území (Baldovec) s regionálními hodnotami okolo 200 °C máme měření  $T_h$  až přes 300 °C. Tak vysoké překročení regionální úrovně v Baldovci (lokality č. 4) a rozdílné  $T_h$  může být důsledek kombinace nestejněho malého množství metanu v inkluzích (uzavřená fluida  $H_2O$ - $NaCl$ ± $CH_4$ ) a jeho rozdílné rozpustnosti závislé též na salinitě vodné fáze. Přítomnost metanu vysvětluje i naměřené vyšší teploty  $T_{m,ice}$  (Tab. 1, Obr. 6), protože led taje dříve než klatrát ( $CH_4 \cdot 7H_2O$ ). Vypočítaná skutečná salinita (okolo 5,2 hm% ekv.  $NaCl$ , program ICE, BAKKER 2003, Tab. 1) je však podobná jako u inkluzí s čistým vodným systémem.

Syntektonická deformace a kolísání vnějšího tlaku bývá příčinou porušení, dekrepitace nebo reekvilibrace fluidních inkluzí. Např. vyšší tlak (přetlak) v inkluzích než tlak v okolí (např. při izotermickém výzdvihu - dekompresi; VITYK - BODNAR 1995) vede k dekrepitaci, vzniku trhlin okolo inkluzí a úniku fluid z inkluzí. Menší inkluze (do 20  $\mu m$ ) v křemenech bývají proti těmto změnám odolnější. V případě vnitřního podtlaku fluid (např. izobarické chladnutí) může dojít ke kolapsu inkluze, zmenšením jejího objemu, což se projevuje vznikem malých satelitních inkluzí (HEIN *et al.* 1994, VAN DEN KERKHOFF a HEIN 2001). Přítomnost těchto procesů není až na výjimky ve studovaných vzorcích patrná, pouze ojediněle byly pozorované skupiny malých satelitních inkluzí okolo větších (např. na Hádech). Ani v mikrotermometrických měřeních nebyly zjištěny žádné trendy naznačující pozdější porušení inkluzí (dekrepitace ap.) a všechny trendy jsou v souladu s geologickými podmínkami.

## Závěr

V devonských a karbonských horninách paleozoika Moravského krasu a Drahanské vrchoviny krystalovaly syntektonické variské hydrotermální žíly z mateřských roztoků, které jsou reprezentovány dvěma hlavními typy fluid. Oba rozdílné systémy odrážejí jak litologii hostitelských hornin a souvrství tak strukturální pozici. Ve vápencích a hrubších siliciklastických horninách jsou dominantní fluida typu  $H_2O$ - $NaCl$  ±  $Mg$ ,  $K$ ,  $Na$ ,  $Fe$  (typ I). S vyšším zastoupením jílových břidlic v souvrství a na střížných zónách se objevují společně fluida typu  $H_2O$ - $NaCl$ ± $CH_4$  a fluida  $CH_4$ ± $CO_2$ ±hhc (typ II). Salinity vodných fází fluid typu I v prostředí vápenců jsou do 17 hm% zatímco v klastikách jsou nízké do 6,6 hm% ekv.  $NaCl$ .

Zjištěné  $P$ - $T$  podmínky derivace fluid odrážejí i regionální trend v daném území se zvyšováním hodnoty obou parametrů směrem k SSV. V místech intenzivní deformace v rámci střížných či násunových zón docházelo k jistému zvýšení teploty nad regionální úroveň v důsledku generování frikčního tepla (MILOVSKÝ *et al.* 2003). Přínos teplejších fluid z hloubky se nedá předpokládat, protože fluida představují uzavřený geochemický systém s intenzivní interakcí s okolními horninami.

## PODĚKOVÁNÍ

Autoři děkují R. Bakkerovi za uvedení do problematiky Ramanovy spektrometrie a umožnění práce v laboratoři. Dále vděčíme za konstruktivní poznámky recenzenta Z. Dolníčka, které vedly ke zlepšení textu. Výzkum je součástí projektu MSM0021622412.

## LITERATURA

- ABART, R., RAMSEYER, K., 2002: Deformation induced quartz-fluid oxygen isotope exchange during low-grade metamorphism: an example from the Glarus thrust, E Switzerland. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 82: 291-302.
- BAKKER, R. J., 2003: Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. - *Chemical Geology*, 194: 3-23.
- BODNAR, R. J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683-684.
- BORISENKO, A. S., 1977: Study of salt composition of fluid inclusions in minerals using cryometric technique. - *Geol. Geofiz.*, 8: 16-27.
- BUCHŠTEJN, V. M., VALJAŠKO, M. G., PELŠ, A. D., 1953: Spravočník po rastvorimosti solevnych sistem. I.+II. Goschimizdat, Moskva-Leningrad, 1-1270.
- CHÁB, J., STRÁNIK, Z., ELIÁŠ, M., 2007: Geologická mapa České republiky 1:500 000. ČGS, Praha.
- DAVIS, D. W., LOWENSTEIN, T. K., SPENCER, R. J., 1990: Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the system NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 591-601.
- DUAN, Z., MØLLER, N., WEARE, J. H., 1992: An equation of state for the CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system: I. Pure systems from 0 to 1000 °C and 0 to 8000 bar. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 7, 2605-2617.
- DVORÁK, J., PTÁK, J., 1963: Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. - *Sbor. geol. Véd. Geol.*, 3: 49-77. Praha.
- FRANCÚ, E., FRANCÚ, J., KALVODA, J., 1999: Illite crystalinity and vitrinite reflectance in Paleozoic siliciclastics in the SE Bohemian Massif as evidence of thermal history. - *Geol. Carpath.*, 50, 5: 365-372. Bratislava.
- GRAY, D. R., GREGORY, R. T., DURNEY, D. W., 1991: Rock-buffered fluid-rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, Eastern Australia. - *J. Geophys. Research*, 96: 19681-19704.
- GRAY, E. B., ANASTASIO, D. J., HOLL, J. E., 2001: Synorogenic crustal fluid infiltration in the Idaho-Montana Thrust Belt. - *Geoph. Res. Lett.*, 28, 22: 4295-4298.
- HEIN, U. F., OSSWALD, U., BEHR, H. J., 1994: Zur Charakterisierung erzbildender Lösungen mittels Fluideinschlußuntersuchungen: Unterkarbonische Eisenkiesel als Fallstudie für die exhalativsedimentäre Lagerstättenbildung. - *Berl. Geowiss. Abh.*, A 167:197-204.
- HURAI, V., MARKO F., TOKARSKI, A. K., ŚWIERCZEWSKA, A., KOTULOVÁ, J., BIRÓN, A., 2006: Fluid inclusion evidence for deep burial of the Tertiary accretionary wedge of the Carpathians. - *Terra Nova*, 18: 440-446.
- KETTNER, R., 1942: Nové pojetí tektonické stavby Moravského krasu. - *Věda přírodní*, 21, 2: 33-40. Praha.
- KIRSCHNER, D. L., KENNEDY, L. A., 2001: Limited syntectonic fluid flow in carbonate-hosted thrust faults of the Front Ranges, Canadian Rockies, inferred from stable isotope data and structures. - *J. Geophys. Res.*, 106, B5, 8827-8840.
- KRADER, T., FRANCK, E. U., 1987: The ternary systems H<sub>2</sub>O-CH<sub>4</sub>-NaCl and H<sub>2</sub>O-CH<sub>4</sub>-CaCl<sub>2</sub> to 800 K and 250 MPa. - *Ber. Bunsenges. Phys. Chem.*, 91: 627-634.
- KUMPERA, O., MARTINEC, P., 1995: The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic basin. - *J. Czech Geol. Soc.*, 40, 1-2: 47-64. Prague.
- MAZUREK, M., 1999: Evolution of gas and aqueous fluid in low-permeability argillaceous rocks during uplift and exhumation of the central Swiss Alps. - *Applied Geochemistry*, 15: 211-234.
- MILOVSKÝ, R., HURAI, V., PLAŠIENKA, D., BIRÓN, A., 2003: Hydrotectonic regime at soles of overthrust sheets: textural and fluid inclusion evidence from basal cataclasites of the Muráň nappe (Western Carpathians, Slovakia). - *Geodinamica Acta*, 16: 1-20.
- RAJLICH, P., 1990: Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Culmian basin, Bohemian Massif, Czechoslovakia. - *Tectonophysics*, 174: 351-357.
- RAMSAY, J. G., 1980: The crack-seal mechanism of rock deformation. - *Nature*, 284: 135-139.
- RICHARDS, I. J., CONNELLY, J. B., GREGORY, R. T., GRAY, D. R., 2002: The importance of diffusion, advection and host-rock lithology on vein formation: a stable isotope study from the Paleozoic Ouachita orogenic belt, Arkansas and Oklahoma. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 114, 11: 1343-1355.
- SETZMANN, U., WAGNER, W., 1991: A New Equation of State and Tables of Thermodynamic Properties for Methane Covering the Range from the Melting Line to 625 K at Pressures up to 1000 Mpa. - *J. Phys. Chem. Ref. Data*, 20(6), 1061-1151.
- SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., VIAENE, W., 1997: Hydrothermal fluid flow in the Devonian and Carboniferous of the Rhenohercynicum of the Bohemian Massif. In: Mineral Deposits: Research and Exploration - Where do They Meet? (ed. H Papunen) A. A.Balkema, Rotterdam, 583-586.

- SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., KRÁL, J., KEPPENS, E., 2006: Variscan veins: record of fluid circulation and Variscan tectonothermal events in Upper Palaeozoic limestones of the Moravian Karst, Czech Republic. - *Geol. Mag.*, 143 (4): 491-508.
- SPENCER, R. J., MÖLLER, N., WEARE, J. H., 1990: The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O systems at the temperatures below 25 °C. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 575-590.
- STRELCOVÁ, E., FRANČU, J., POELCHAU, H. S., 1997: Model tepelné historie paleozoika Konicka na základě odraznosti vitrinitu. - *Geol. výzk. Mor. Slez. v r.1996*, 4: 83-85. Brno.
- TISSOT, B. P., WELTE, D. H., 1984: Petroleum formation and occurrence. Heidelberg, New York, Springer Verlag, 699 pp.
- VAN DEN KERKHOFF, A. M., HEIN, U. F., 2001: Fluid inclusion petrography. - *Lithos*, 55: 27-47.
- VAN DEN KERKHOFF, A. M., THIÉRY, R., 2001: Carbonic inclusions. - *Lithos*, 55, 1-4: 49-68.
- VITYK, M. O., BODNAR, R. J., 1995: Textural evolution of syntetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstructions. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121: 309-323.