ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXVII (2002):113–136, 2002

HYDROTERMÁLNÍ ŽILNÉ MINERALIZACE V MORAVSKÉM KRASU, MORAVA, ČR: POHLED Z HLEDISKA CHARAKTERU FLUID A P-T PODMÍNEK

HYDROTHERMAL VEIN-TYPE MINERALISATION OF THE MORAVIAN KARST AREA, MORAVIA, CR: INSIGHT FROM TYPE OF FLUIDS AND P-T CONDITIONS POINT OF VIEW

MAREK SLOBODNÍK

Abstract

Slobodník, M., 2002: Hydrotermální žilné mineralizace v Moravském krasu, Morava, ČR: pohled z hlediska charakteru fluid a P-T podmínek. Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 87:113–136.

Hydrothermal vein-type mineralisation of the Moravian karst area, Moravia, CR: insight from type of fluids and P-T conditions point of view

The study represents a first attempt to understand a migration of paleofluid systems in Devonian and Carboniferous rocks of the studied area. One of the most important findings of this study is a character of parent fluids of the late Variscan and post-Variscan mineralizations.

Key words: hydrothermal fluids, stable isotopes, calcite veins, limestones, MVT mineralization, Moravian karst

Marek Slobodník, Department of Geology and Paleontology, Fac. of Sci., Masaryk University, Kotlářská 2, CZ-611 37, Brno, CR

Úvod

Hydrotermální karbonátové žíly v sedimentárních horninách jsou relativně častým, a proto i nápadným jevem. Zvýrazňují nebo představují struktury, které vznikly při deformaci hornin. Vzhledem ke konkrétnímu deformačnímu procesu pak rozlišujeme struktury syntektonické a potektonické. Syntektonické hydrotermální žíly jsou považovány za produkt mobilizace a krystalizace látek při deformačních procesech postihujících horninové komplexy (např. Ramsay, Huber 1978) a využívají se při studiu tektonických procesů – studují se charaktery deformací a reologické vlastnosti hornin za daných dynamometamorfních podmínek (např. Thorbjornsen, Dunne 1997, Smith 1996, 1997, Sibson 1996, Xu 1997). Výzkum fluidních inkluzí, které obsahují tektonicky generovaná fluida, může poskytnout zajímavé informace o vývoji deformačních podmínek hornin (např. Costagliola et al. 1999, Lespinase 1999, Boullier 1999).

Na několika místech v Moravském krasu se však vyskytují i velké žíly, mocnější (v metrech) a delší, a také brekcie tmelené kalcitem. Již tato charakteristika je výrazně odlišuje od kategorie syntektonických žil. Jejich výskyt vylučuje jen místní migraci hydrotermálních fluid a je možné uvažovat i o generaci fluid s migrací v širokém regionu. Tyto kategorie žil vznikají z fluid, jejichž původ může souviset se sedimentárními solankami, mořskými či meteorickými vodami.

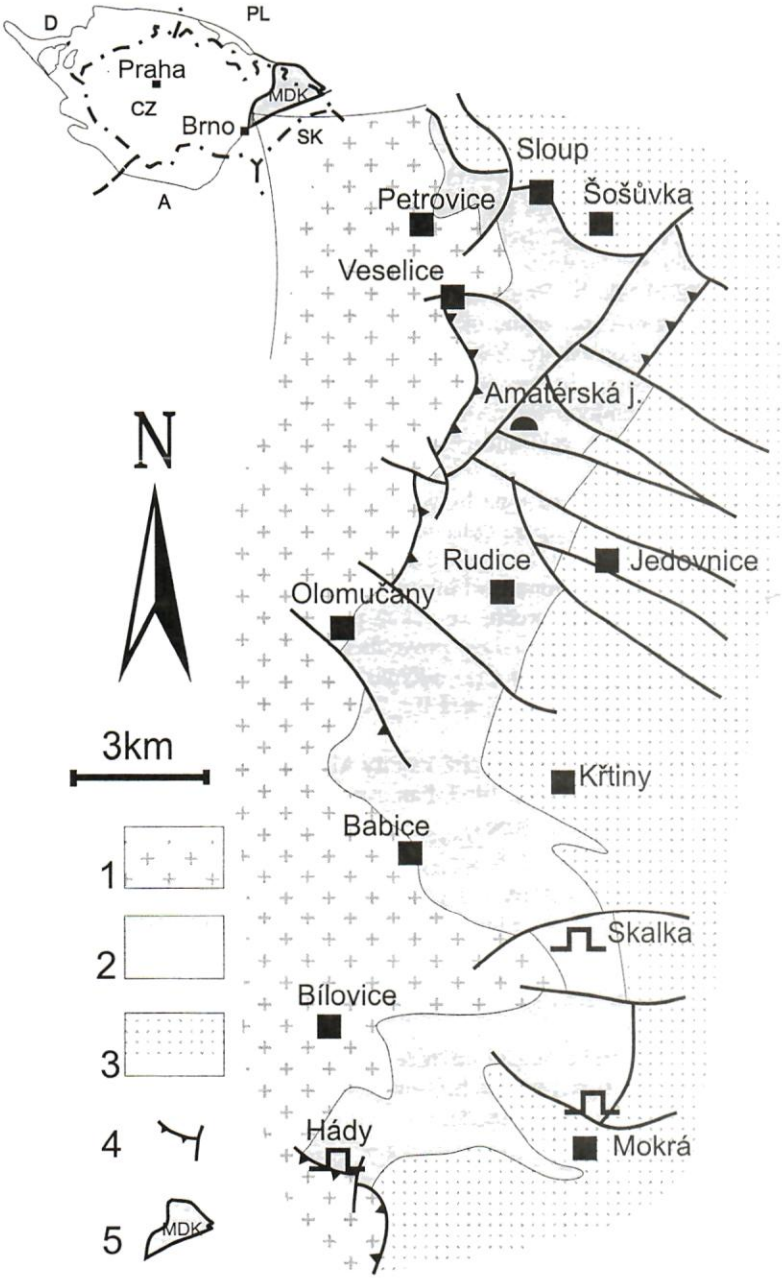
Studiem hydrotermálních žil v Moravském krasu se dříve zabývalo několik autorů. Širší regionální výzkum zahrnují práce Češkové (např. 1978). Autorka definuje žíly v de-

vonu Moravského krasu jako hydrotermální žíly s karbonátovou asociací. Kromě drobnějších výskytů na Hádech u Brna, u Horákova, Ochoze, Lažánek a Šošůvky zmiňuje až několik centimetrů mocnou kalcitovou žílu v josefovských vápencích u Josefova a nebo 80 cm mocnou žílu v lažáneckých vápencích na Býčí skále. BALÁK (1984) studoval kalcity v prostoru Punkevních jeskyní, kde rozlišil několik morfologických skupin kalcitů, které zahrnují jak žilné, tak i sintrové formy. KOTLÍKOVÁ (1985) se ve své diplomové práci soustředila na studium kalcitů v žilách nejen v Amatérské jeskyni, ale i v okolí Punkevních jeskyní a definovala několik morfologicko-petrografických typů kalcitů. Kromě toho cituje i řadu dalších prací, které se dříve těmito minerály zabývaly. Kalcitovými žilami, jejich stavbou a minerály v Amatérské jeskyni se zabýval např. FOJT (1989). V rámci tohoto výzkumu uvádí jejich mineralogické a geochemické vlastnosti. Tyto výzkumy doplňují mikrotermometrická měření fluidních inkluzí a nové poznatky o složení hydrotermálních fluid (SLOBODNÍK 2000). Zejména ve střední a severní části Moravského krasu studoval hydrotermální mineralizace ŽÁK (2000). Velmi vzácně byly společně s karbonáty v Moravském krasu zjištěny Cu-sulfidy: např. na Hádech, v Šošůvce (KRUTA 1966) a v bazálních klastikách byl popsán výskyt Cu-mineralizace v Josefově (ČÍŽEK 1977). Průkopnické informace o charakteru hydrotermálních fluid, z nichž krystalovaly kalcitové žíly v j. části Moravského krasu, přináší práce SLOBODNÍKA (1994) a SLOBODNÍKA, MUCHEZE (1996), geochemická charakteristika žil je obsažena v práci SLOBODNÍK, MUCHEZ (1998). V širším kontextu jsou hydrotermální mineralizace diskutovány v pracích s větším regionálním dosahem (SLOBODNÍK et al. 1994, 1995, 1997, 1999, 1999a). Významných nových výsledků pro tuto práci bylo dosaženo s podporou GA ČR během řešení úkolu č. 205/00/0356.

Metodika

U žilné mineralizace byla sledována její strukturní pozice a vztah k ostatním tektonickým prvkům, např. ke stylolitům nebo dalším puklinovým systémům. Předmětem zájmu byl i vztah k vrstevním plochám a větší geologické stavbě, dále i vazba mineralizace na stratigrafické úrovně a litologické soubory hornin. Byly odebírány vzorky na optické studium a katodoluminiscenční mikroskopii, analýzu stabilních izotopů kyslíku a uhlíku a mikrotermometrii fluidních inkluzí.

Vzorky pro mikrotermometrickou analýzu byly vybrány tak, aby reprezentovaly již definovaný petrografický typ, aby byla známa jejich strukturní pozice a pokud možno relativní stáří čili vzájemné vztahy jednotlivých generací. K tomu sloužilo též barvení kombinovaným roztokem s alizarinem-S a ferrikyanidem draselným a též byly zhotoveny leštěné výbrusy pro katodoluminiscenční petrografické studium. Pro mikrotermometrická měření v kalcitech byly vybírány primární nebo pseudosekundární fluidní inkluze (FI) podle kritérií ROEDDERA (1984). Za primární inkluze byly považovány ty, které sledovaly růstové zóny zrn, tvořily menší shluky nebo kratší řady a nebo se objevovaly jako solitérní. V některých případech byly měřeny i sekundární inkluze ležící v rovinách jdoucích napříč zrny. Vzhledem k dřívějším poznatkům o nižších homogenizačních teplotách inkluzí ve studované mineralizaci byly z měření vyloučeny inkluze se zjevnou nižší hustotou – větším poměrem plynné ke kapalné fázi a nebo inkluze vzniklé zaškrcováním („necking down"). Velká pozornost byla věnována interpretaci geneze inkluzí v blízkosti dvojčatných lamel, štěpných ploch nebo prasklin. V takových případech šlo velmi často o nahrazení původních fluid fluidy mladšími („refilling") nebo se v důsledku deformace projevovala netěsnost inkluzí spojená s únikem kapalné fáze („leakage"). Vzhledem k tomu, že byly studovány jen systémy vodných roztoků bez přítomnosti CO_2 příp. dalších plynů či organických látek, byly stanovovány hlavně teploty



Obr. 1. Schéma geologické pozice Moravského krasu. 1 – granitoidy brněnského masívu, 2 – devon a karbon Moravského krasu, 3 – spodní karbon (kulm) Drahanské vrchoviny, 4 – zlomy, násuny, 5 – Moravský devon a karbon.

Fig. 1. Sketch map of geological position of the Moravian karst area. 1 – granitoid rocks of the Brno massif, 2 – Devonian and Carboniferous of the Moravian karst, 3 – Lower Carboniferous (Culm) of the Drahany Upland, 4 – faults, thrusts, 5 – Devonian and Carboniferous of Moravia.

homogenizace (*Th*) a během fáze mražení a následného zahřívání byly získány teploty počátečního tání – objev první kapalné fáze neboli eutektický bod (*Te* – eutectic point) a teplota tání poslední pevné fáze, což byl led (*Tm* – melting temperature). Pro zjištění teplot vzniku (*Tt* – trapping temperature) byly s pomocí počítačového programu spočítány izochory, ty byly vyneseny do PT-diagramu a pro určité tlakové podmínky odečteny teploty *Tt*.

Luminiscence karbonátů byla studována v laboratoři oddělení fyzikálně-chemické geologie na Univerzitě v Leuvenu a na katedře geologie a paleontologie Masarykovy Univerzity v Brně. Na prvním z pracovišť byla katodoluminiscenční petrografie prováděna na zařízení se „studenou" luminiscencí, na zařízení typu Technosyn Cold Cathodoluminescence Model 8200 Mk II. Pracovní parametry se u napětí pohybovaly okolo 16–20 kV a u proudu 0,6 mA, při vakuu okolo 0,1 mbar a při šířce paprsku 5 mm. Aparatura je nainstalována na mikroskopu Nikon. Na katedře geologie v Brně bylo ke studiu využito zařízení s technologií „horké" luminiscence (model HC2-LM s mikroskopem Olympus). Standardní podmínky práce na tomto zařízení byly následující: leštěné výbrusy potažené grafitovým filmem, vakuum 0,01 mbar, napětí 14 kV, proud 0,2 mA a šířka paprsku 3 mm.

Vzorky pro analýzu stabilních izotopů byly připraveny odvrtáním nejméně 3 mg materiálu zubní vrtačkou. Tímto postupem bylo možné získat vzorek i z tenkých žilek nebo konkrétního zrna nebo zóny kalcitu. Izotopické analýzy byly provedeny na Vrij Universiteit v Bruselu na hmotovém spektrometru Finnigan-Mat Delta-E. Vzorky byly rozkládány ve 2 ml 100% kyseliny ortofosforečné ve vakuu při 25 °C. U analýz byly provedeny korekce podle Craiga (1957). Další analýzy provedla J. Hladíková na ČGÚ v Praze. Izotopická data jsou vyjádřena v promile (‰) odchylky od standardu Pee Dee Belemnite (PDB). Přesnost analýz byla běžně lepší než 0,1 ‰ pro kyslík a lepší než 0,05 ‰ pro uhlík.

K výpočtům hodnoty $\delta^{18}O$ fluid, z nichž kalcity krystalovaly, byla použita frakcionační rovnice kalcit-voda (O'Niel et al. 1969, Friedman, O'Niel 1977):

$$1000\ln\frac{1000 + \delta^{18}O_{kalcit}}{1000 + \delta^{18}O_{fluida}} = 2{,}78(10^6)T^{-2} - 2{,}89$$

kde hodnoty $\delta^{18}O$ jsou v ‰ SMOW a *T* je teplota *Tt* v K. Frakcionační rovnice $CaCO_3$-HCO_3 pro výpočet $\delta^{13}C$ (v ‰ PDB) fluid byly převzaty z Chacko et al. (1991) a Ohmoto, Rye (1979):

$$1000\ln\frac{1000 + \delta^{13}C_{CaCO_3}}{1000 + \delta^{13}C_{HCO^-_3}} = 38{,}662 - 31{,}506(10^3)T^{-1} + 7{,}698(10^6)T^{-2} - 0{,}388(10^9)T^{-3}$$

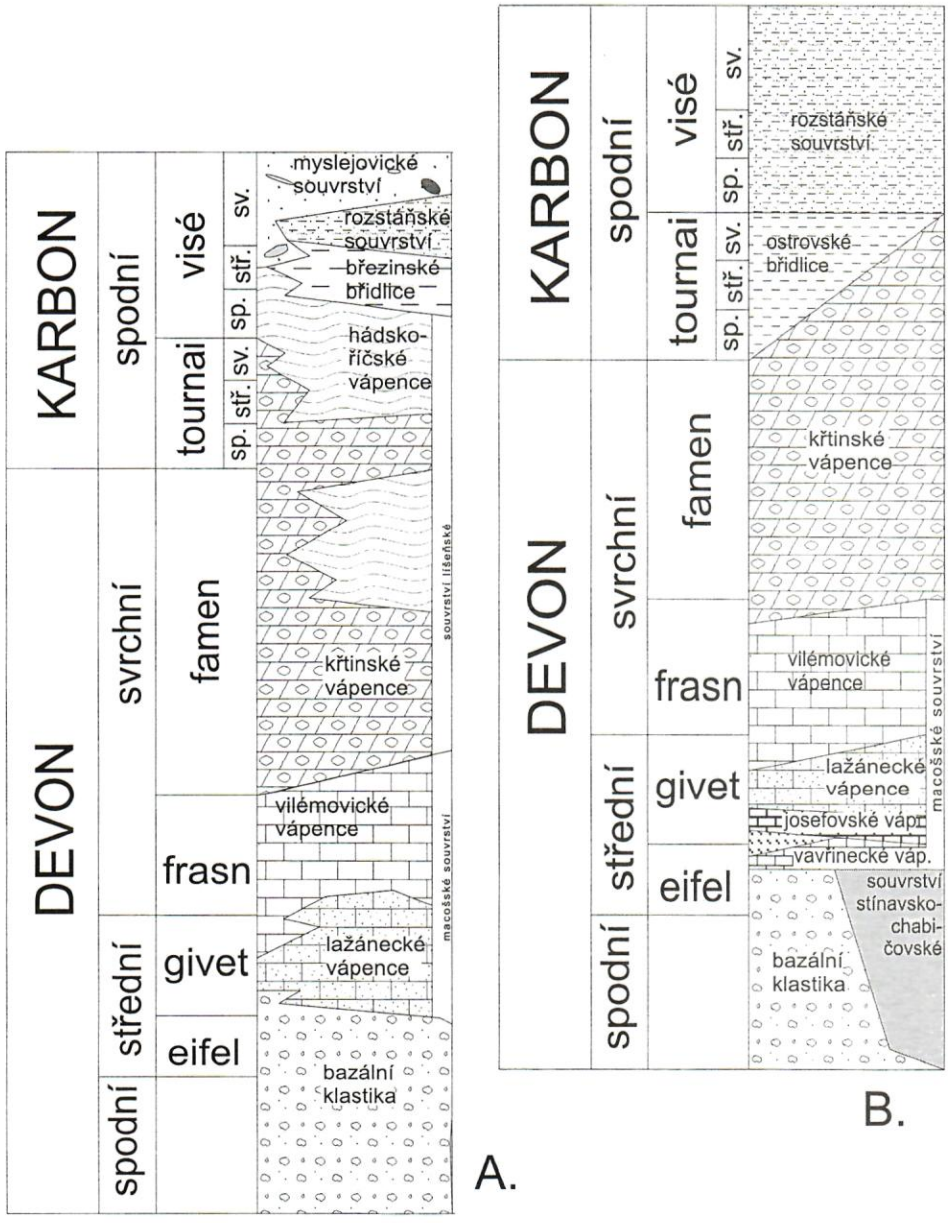
Podobně byly upraveny frakcionační rovnice $CaCO_3$-H_2CO_3 podle Deinese et al. (1974). Pro potřeby výpočtů frakcionačních rovnic bylo použito následující rovnice pro přepočty PDB a SMOW (Coplen et al. 1983):

$$\delta^{18}O_{SMOW} = 1{,}03091 \cdot \delta^{18}O_{PDB} + 30{,}91$$

Přehled geologie Moravského krasu

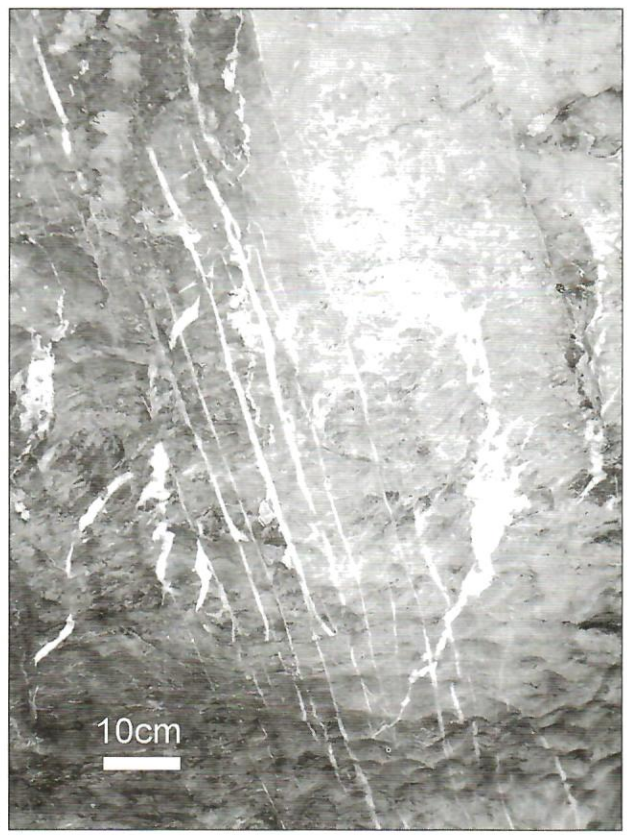
Oblast Moravského krasu je tvořena souborem paleozoických sedimentů a je součástí regionální jednotky moravskoslezského devonu a karbonu (Mísař et al. 1983) (obr. 1). Sedimentární sled začíná ukládáním klastik na granitoidy brunovistulika, která jsou popisována jako devonské červenofialové kontinentální slepence a mají největší rozšíření v jižní části Moravského krasu. Na jiných místech dosahují malých mocností nebo chybí. Na Hádech u Brna jsou většinou přítomny hrubozrnné polymiktní slepence přecházející

do drobnozrnných. Z polymiktních slepenců je známa i vložka kyselých tufů (Dvořák in Musil et al. 1993). Dále jsou zastoupeny i monomiktní křemenné slepence, arkózy a droby. Největší mocnosti těchto sedimentů přesahují 400 m.



Obr. 2. Litostratigrafické schéma jižní (A) a severní (B) části Moravského krasu (úprava a kompilace podle Dvořáka l.c.).
Fig. 2. Lithostratigraphy of southern (A) and northern (B) parts of the Moravian karst (arrangement and compilation after Dvořák l.c.).

3a



3b

Obr. 3. Syntektonické (pozdně variské) kalcitové žíly ve vilémovických vápencích. 3a – Mokrá, 3b – Sloup.
Fig. 3. Syntectonic (Late Variscan) calcite veins in the Vilémovice Limestone (Frasnian, Mokrá).

Moře do prostoru Moravského krasu transgreduje od severu a ve svrchním eifelu zaplavovalo jeho severní část, území přibližně na sever od řícmanicko-ochozské elevace granitoidů brunovistulika. Nejdříve sedimentují bazální klastika jako křemenné pískovce s mocnostmi jen několik metrů. Nad nimi se vyvíjí karbonátové facie a nejdříve je to starší macošské souvrství, které je charakteristické vývojem rifových facií. Nejstarším členem macošského souvrství v severní části Moravského krasu jsou vápence vavřinecké (obr. 2). Jsou deskovitě vrstevnaté, místy laminované a obsahují bohatou stromatoporoidovou i korálovou faunu. Jejich mocnost nepřesahuje 30 m. Na konci eifelu moře zčásti ustoupilo. Na zkrasovělý povrch se za kontinentálních podmínek ukládaly červené jílovité pískovce a křemenné slepence. Pískovce přecházejí do zelených a stále vápnitějších pískovců a nad nimi se pak ukládají tmavé lavicovité josefovské vápence. Pro ně jsou typické polohy s hojnými schránkami brachiopodů *Bornhardtina onychophora*. Mocnosti těchto vápenců dosahují 50 m. Josefovské vápence přecházejí zvolna do nadloží do litologicky podobných vápenců lažáneckých s polohami velmi bohatými na různé druhy fauny (koráli, brachiopodi, gastropodi aj.). Ve spodní části až 600 m mocné sekvence lažáneckých vápenců se místy objevují vložky dolomitických vápenců a dolomitů (Dvořák in Musil 1993). V době ukládání lažáneckých vápenců postoupila mořská transgrese k jihu, kde tyto sedimentují na bazální klastika (obr. 2). Jejich sedimentace se v j. části Moravského krasu udržuje až do spodního frasnu (Zukalová 1981).

Lažánecké vápence přecházejí pozvolna do vápenců vilémovických, které jsou světle šedé, velmi čisté a většinou masivní nebo hrubě lavicovité. Jen místy obsahují bohatší faunu. V jejich svrchní části (svrchní frasn) se objevují tenké vložky zelených tufitů. Sedimentace vilémovických vápenců byla ukončena během svrchního frasnu až spodního famenu a jejich mocnost přesahuje i 600 m. Při východním okraji s. části Moravského krasu je celková mocnost macošského souvrství okolo 1 000 m.

V nadloží macošského souvrství je vyvinuto souvrství líšeňské. Dokumentuje již pánevní sedimentaci. Nejdříve se ukládaly pestře zbarvené nebo šedé hlíznaté vápence, jejichž odstíny pochází od lateritického jílovitého materiálu splavovaného do pánve (Dvořák 1990). Jižní část Moravského krasu měla od famenu trochu odlišný vývoj. Sedimentovaly zde vápence křtinské o mocnostech maximálně jen několik desítek metrů. V hlubších částech pánve (např. v prostoru Hádů) se usadily přes 100 m mocné vápnité břidlice s vložkami biodetritických vápenců. Dále od okrajů pánve také došlo k sedimentaci lavicovitých a deskovitých biodetritických hádsko-říčských vápenců. Dosahují mocnosti 80–150 m a jejich ukládání končí na rozhraní devon-karbon. Další facií v j. části Moravského krasu jsou vápencové brekcie a biodetritické, často písčité vápence až přes 100 m mocné (Dvořák et al. 1987).

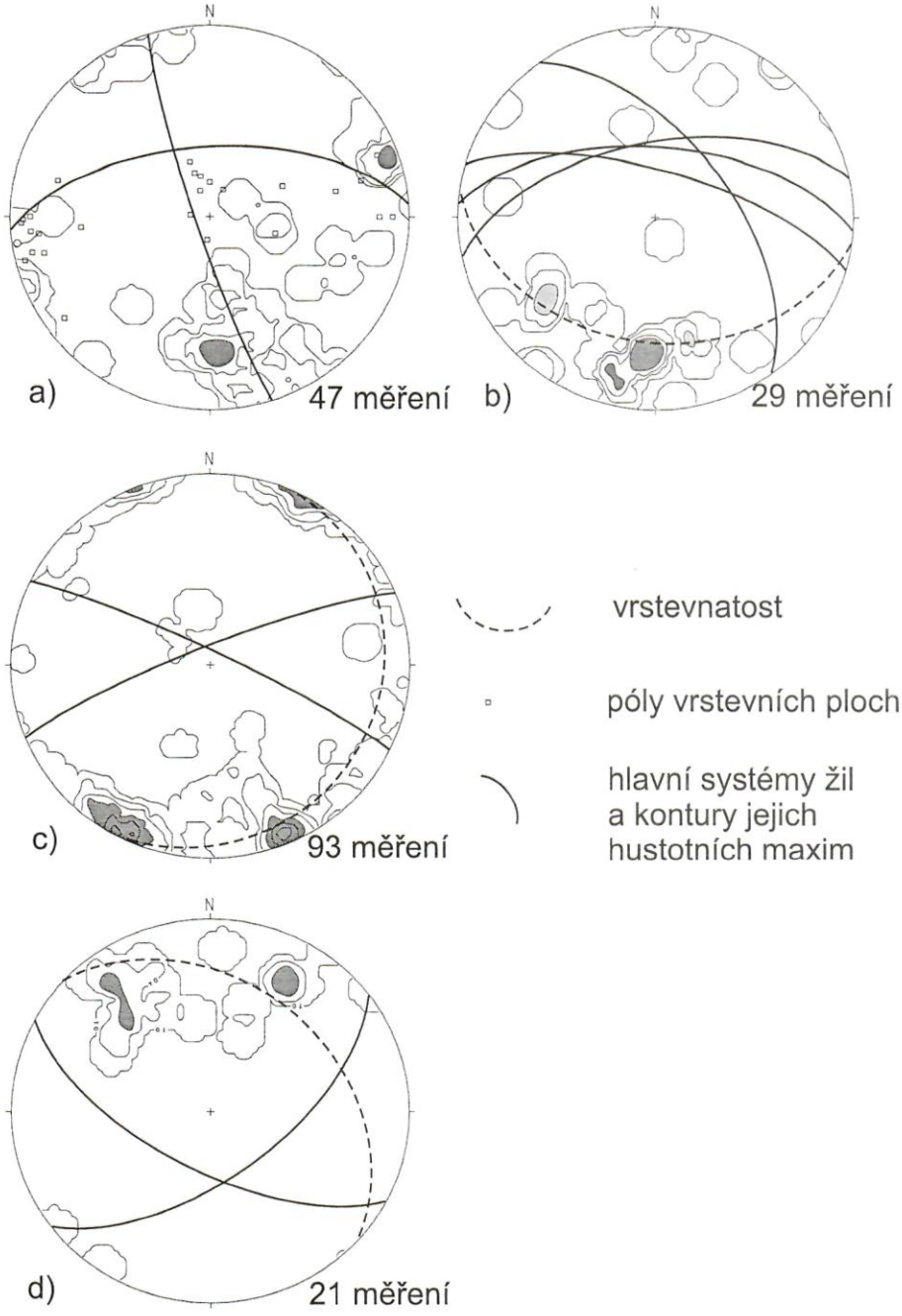
V severní a střední části Moravského krasu jsou v nadloží křtinských vápenců šedozelené, slabě silicifikované jílovité ostrovské břidlice. K významnější mořské transgresi dochází během ukládání souvrství rozstáňského, které je charakteristické střídáním prachovitých břidlic s prachovci a jemnozrnnými drobami (v s. části Moravského krasu až cca 1 000 m mocné). Postupně se sedimentace rozstáňského souvrství přesouvala k jihu, kde však dosahuje jen menších mocností.

Na jihu Moravského krasu jsou nad hádsko-říčskými vápenci líšeňského souvrství břidlice březinské, které laterálně přecházejí do vápencových brekcií. Nad těmito břidlicemi a souvrstvím rozstáňským je pak vyvinuto nejmladší souvrství myslejovické. Je typické hrubozrnnými drobami a stratigraficky výše také polymiktními až hrubozrnnými slepenci. Ve slepencích můžeme nalézt i větší bloky vilémovických vápenců, což dokládá jejich odkrytí a denudaci.

Celý paleozoický sedimentární sled byl postižen, společně s fundamentem, intenzívní variskou deformací zahrnující vznik zlomů s horizontálním posunem, násunů s plochými násunovými zlomy i výrazné zvrásnění sedimentů. Zvláště sedimentární sekvence s výraznou vrstevnatostí jsou silně provrásněné. Ve starších pracích najdeme poměrně dynamické pojetí geologické stavby. KETTNER (např. 1942, 1950) definuje základní geologický styl Moravského krasu jako složitou příkrovovou stavbu tvořenou alespoň dvěma velkými ležatými vrásami s hlavním tektonickým transportem směrem k V. Popisuje nejen násuny starších stratigrafických členů nad mladší, tektonické opakování stratigrafických sekvencí, ale i násuny krystalinického fundamentu (brunovistulika) přes vápence, např. mezi Veselicemi, Vavřincem a Petrovicemi (KETTNER 1950). Dále upozorňuje i na příčnou zlomovou tektoniku. Za významný systém považuje zlomy sz.–jv. směru, které jsou různého stáří. Např. zlomy procházející v okolí Sloupu považuje za předkulmské, jiné patřící např. blanenskému prolomu považuje za pokřídové (KETTNER 1950).

Poměrně komplexně popisuje stavbu Moravského krasu ZAPLETAL (např. 1922–23, 1932), který celý variský tektonický vývoj rozděluje do několika fází. Do první fáze zahrnuje deformace s osami vrás okolo směru S–J a směrné zdvihy. V druhé fázi dochází k příčnému vrásnění pod vlivem tlaků od J a od S. Dále jsou popisovány přesmyky a příčné dislokace přesmykového charakteru (v údolí Punkvy, v Macoše aj.). Třetí fáze zahrnuje poruchy poklesové. Velmi významná fakta i shodná pozorování, avšak zcela odlišnou interpretaci tektonických jevů, najdeme v pracích J. Dvořáka. Vrásové struktury jsou velmi často interpretovány jako důsledek hlavně vertikální složky pohybů ker fundamentu (např. DVOŘÁK 1987, DVOŘÁK et al. 1987). Tyto pohyby pak mají i rozhodující vliv na rozložení facií. Přesto se v práci DVOŘÁK, PTÁK (1963) konstatuje, že deformace devonských a spodnokarbonských hornin má jednotný deformační plán, tzn. že struktury v celém území jsou navzájem korelovatelné a jsou odvozeny od společného regionálního napěťového pole. Vrstvy se obecně uklání k VJV, tedy jejich směr je SSV–JJZ. Vrásové osy se většinou sklání k SSV nebo JJV. Někdy jsou zjistitelné i příčné vrásy ve směru ZSZ–VJV. Kromě typických mírně asymetrických vrás jsou uváděny i vrásy přetržené a až vrásové přesmyky. Střižné vrásy vznikly kombinací ohybu a dobře vyvinuté osní kliváže, bc-puklin. Jako nejintenzivněji zvrásněné horniny uvádějí organodetritické vápence a břidlice v líšeňském souvrství. Podle DVOŘÁKA, PTÁKA (1963) jsou v celém Moravském krasu významně zastoupeny pukliny osní kliváže bc a pukliny ac. Analýzou těchto struktur citovaní autoři dokládají strmou pozici osní kliváže bc, což by mělo dokazovat nepřítomnost velkých ležatých, příp. ponořených vrás a nebo polohy vápenců s převráceným stratigrafickým sledem. Přes tato konstatování popisují i známé přesuny hornin brněnského masívu směrem k SV přes devonská souvrství mezi Brnem a Líšní. Přesun je doprovázen šupinovitou přesmykovou stavbou, silným vrásněním a stlačením. Také jv. od Mokré jsou popsány přesmyky s pohybem k S. Další přesmyk ve směru S–J mezi Mokrou a Hostěnicemi má západní vergenci. Stejnou orientaci (S–J) i smysl pohybu k Z uvádějí u velkého přesmyku na z. okraji Moravského krasu mezi Olomučany a Veselicemi, kde stavbu studoval i KETTNER (1950). Některé z těchto typů struktur bývají interpretovány jako synsedimentární struktury vzniklé v důsledku vertikálních pohybů ker fundamentu během famenu a tournai (DVOŘÁK 1996).

Z poslední doby nepochází žádná celková reinterpretace stavby Moravského krasu. Z mnoha míst je však k dispozici již řada nových indikací, vycházejících např. ze studia litofacií a intenzívní deformace, které ukazují na široce rozvinutou násunovou tektoniku (např. HLADIL et al. 1991, SLAVÍK, MELICHAR 1996). Stáří této násunové stavby je odhadováno na svrchní karbon (SCHULMANN et al. 1991).

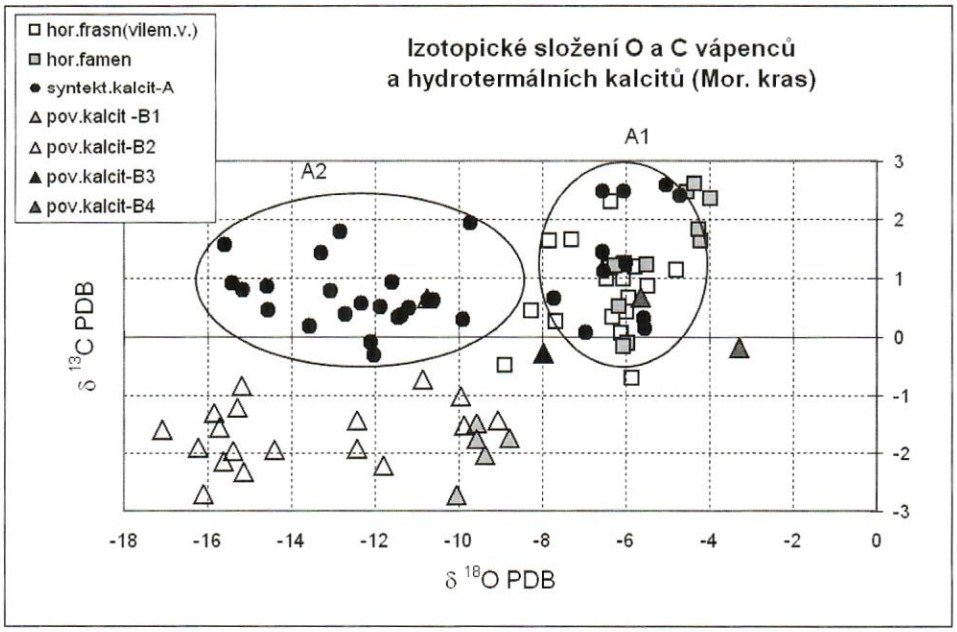


Obr. 4. Hlavní žilné systémy pozdně variských kalcitových žil. a, b – Hády, c – Mokrá, d – Skalka.
Fig. 4. Major vein systems of the Late Variscan calcite veins. a, b – Hády, c – Mokrá, d – Skalka.

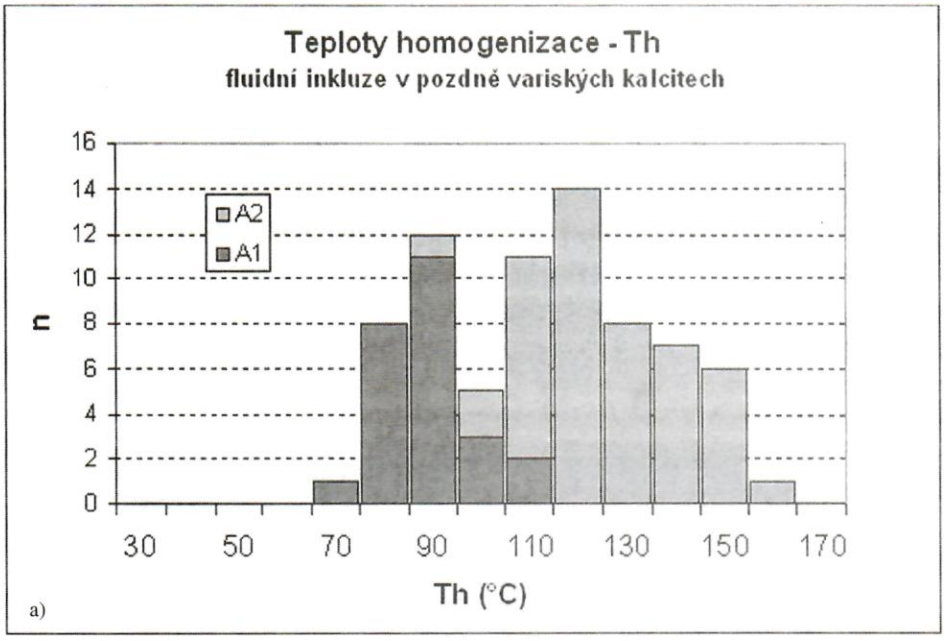
Syntektonické hydrotermální žíly

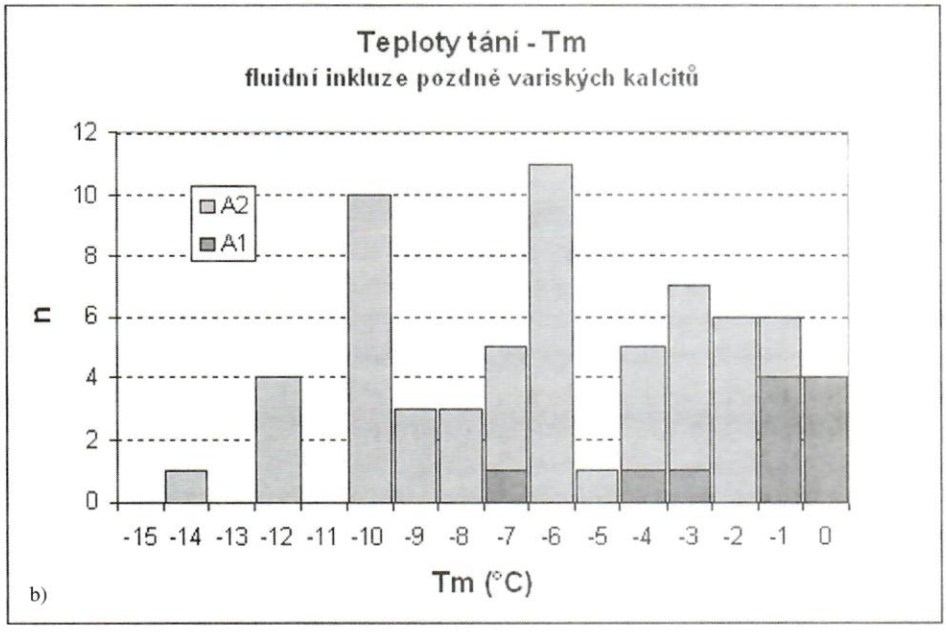
Syntektonické žíly mají svoji morfologickou, strukturní a petrografickou charakteristiku. Tento typ mineralizace tvoří nejčastěji žilky a žíly od „vlasové" mocnosti, tzn. ≤ 1 mm, do mocnosti několika centimetrů. Morfologie žil je velmi rozmanitá. Poměrně často nacházíme čočkovité kratší žíly s kulisovitým uspořádáním („en-echelon") v pásmech a s prohnutím jednotlivých žil do písmene „s" (obr. 3a). Jejich vnitřní struktura je drobně zrnitá nebo vláknitá (podskupina A1). Vláknitý vývoj karbonátu zřetelně ukazuje na jejich vznik jako extenzních struktur s jejich postupným otvíráním a dorůstáním karbonátových zrn („crack-seal", Ramsay 1980). Z morfologického hlediska jde o žíly jednoduché, ale v systémech s kulisovitým uspořádáním často velmi složité. Běžné jsou též přímé žíly s delším průběhem a většinou se zrnitou stavbou (podskupina A2), které místy protínají žíly z morfologické skupiny A1 (obr. 3b). Přímé žíly jsou velmi často orientovány kolmo k vrstvám a jsou ukončovány na vrstevních plochách nebo plochách se stylolity.

Orientace žilných systémů je závislá na geologické stavbě. V líšeňském souvrství hádsko-říčských vápenců jsou karbonátové žíly seskupeny do poměrně zřetelných systémů se směry Z–V a SSZ–JJV (obr. 4a, b). Stavba těchto vápenců je charakteristická intenzivním zvrásněním vrstev, což se v diagramu např. z prostoru Hádů projevuje uspořádáním pólů vrstevních ploch do pásu se směrem Z–V. Konstruovaná osa β by měla směr SSZ–JJV. V tomto směru leží i jeden ze žilných systémů a vzhledem k vrásové osové souměrnosti zaujímá pozici bc-puklin (obr. 4a). Další žíly mají orientaci Z–V a jsou v pozici ac-puklin. V masivních vápencích macošského souvrství byly zjištěny hlavní žilné systémy ve směrech ZSZ–VJV, SVV–ZJZ až SV–JZ (např. na lokalitě Mokrá, Skalka, obr. 4c, d).



Obr. 5. Izotopické složení O a C vápenců a hydrotermálních kalcitů v Moravském krasu.
Fig. 5. Isotopic composition of O and C of limestones and hydrothermal calcites in the Moravian karst area.





Obr. 6. Mikrotermometrické údaje ze syntektonických (variských) kalcitových žil. a – teploty homogenizace (Th), b – teploty tání ledu – poslední pevné fáze (Tm).

Fig. 6. Microthermometric data from syntectonic (Variscan) calcite veins. a – temperature of homogenization (Th), b – melting temperature of ice – last solid phase (Tm).

Mineralogie a geochemie

Z mineralogického hlediska jsou žíly tvořeny kalcitem, který má mléčně bílou barvu, někdy s načervenalým odstínem, vzácně je přítomen křemen (Hády). Syngenetická deformace kalcitů je patrná nejen makroskopicky, ale i v mikroskopu jsou zřetelné deformace např. dvojčatných lamel. Vzácněji je vyvinuta vláknitá struktura kalcitových žil, utvořená během jejich postupného otevírání. Na některých žilách došlo zřejmě i k rekrystalizaci a deformace není tak zřetelná. Zrna kalcitů jsou většinou „zakalena" velkým množstvím submikroskopických fluidních inkluzí s velikostmi pod 1 μm. V katodoluminiscenčním mikroskopu vykazuje tato generace tmavou luminiscenci žlutohnědého odstínu, která je velmi blízká luminiscenci okolních vápenců.

Izotopické složení O a C syntektonických kalcitů je charakteristické tím, že je blízké hodnotám $\delta^{18}O$ a $\delta^{13}C$ hostitelských vápenců, což platí především pro žíly skupiny A1. Hodnoty $\delta^{18}O$ u skupiny přímých žil (A2) jsou však posunuty mnohem více do záporných hodnot, tzn. od –5,5 až do –15,6 ‰ PDB (obr. 5). Hodnoty $\delta^{13}C$ jsou mezi –0,3 a +2,6 ‰ PDB.

Obr. 7. Jednoduché povariské kalcitové žíly (Hády).
Fig. 7. Simple postvariscan calcite veins (Hády).

Mikrotermometrie

Měřitelné FI bylo možné získat jen z méně deformovaných kalcitů. Velikost primárních dvoufázových inkluzí typu „liquid+vapor" (L+V) se v nich pohybuje mezi 2 a 12 µm. Teploty homogenizace (*Th*) inkluzí se nejčastěji pohybují mezi hodnotami +80 ° a +120 °C. Rozložení těchto hodnot v grafu se dvěma vrcholy ukazuje na zastoupení dvou souborů (obr. 6a). Nižší teploty okolo 80–90 °C jsou častěji měřeny v kalcitech ze starších, kratších a kulisovitě uspořádaných syntektonických žil se složitější morfologií (A1). Současně jejich inkluze častěji uzavírají fluida s nižší salinitou mezi 1,7 až 6,4 hm% ekv. NaCl (počítáno podle BODNARA 1993 na základě zjištěných *Tm* mezi –1 °C a –4 °C). Vyšší hodnoty *Th* okolo +120 °C se objevují na mladších přímých syntektonických žilách (A2). Časté hodnoty *Tm* až –10 °C ukazují na salinitu 14 hm% ekv. NaCl (obr. 6b). Složení uzavřených fluid je podle *Te* vcelku jednotné. Běžně se *Te* pohybují mezi –21 ° a –40 °C což indikuje přítomnost vodných systémů H_2O-NaCl (*Te* = –21,2 °C), H_2O–NaCl–$MgCl_2$ (*Te* = –35 °C) a H_2O-$MgCl_2$ (*Te* = –33,6 °C) (BORISENKO 1977), případně jejich složitějších směsí (H_2O–NaCl±$MgCl_2$±$CaCl_2$±$FeCl_2$).

Povariské žíly

Mladší generace povariských kalcitů (generace B) vznikala po skončení variské tektogeneze. Přesnější určení stáří zatím není možné a k dispozici je dlouhé období mezi triasem a neogénem. Morfologie epigenetických struktur této mineralizace je pestřejší. Kalcity vyplňují pukliny ve vápencích a tvoří žíly jednoduché (obr. 7) i složitější nebo tmelí brekcie vápenců. K častým texturám patří masivní, páskovaná, drúzovitá a brekcio-

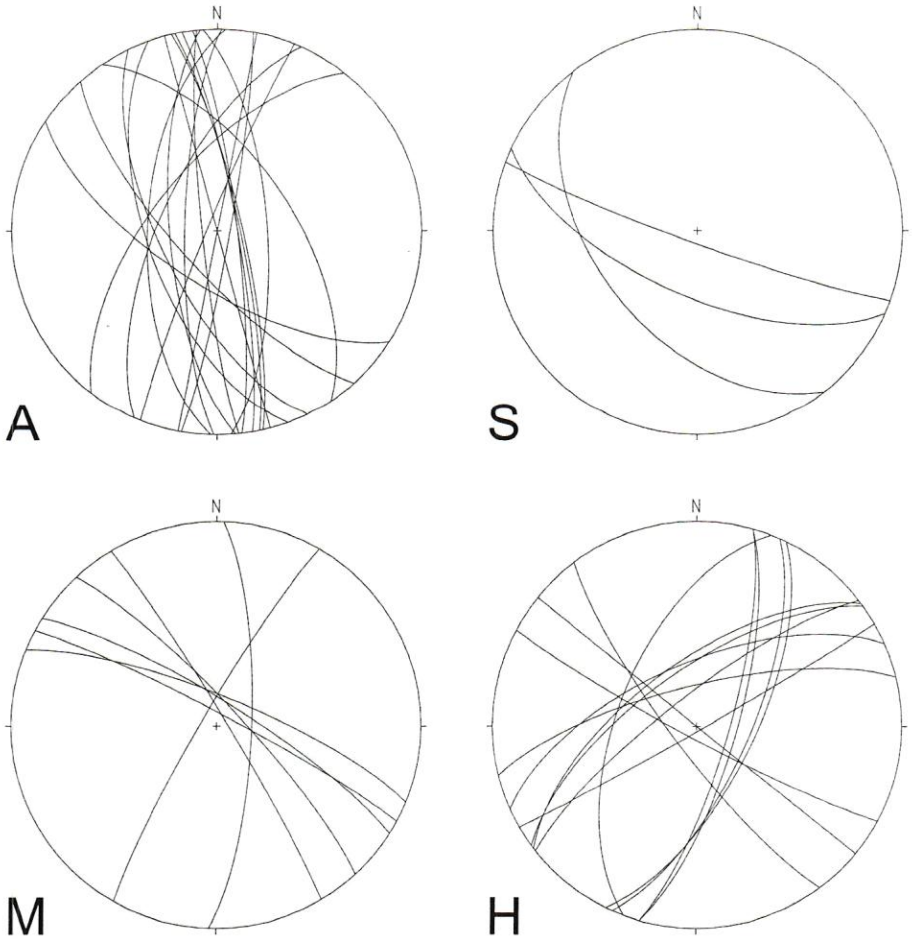
Obr. 8. Bloky masívních vilémovických vápenců tmelené hrubozrnným hydrotermálním kalcitem (Mokrá).
Fig. 8. Blocks of massive vilémovice limestones cemented by coarse-grained hydrothermal calcite (Mokrá).

vitá. Vzácně tvoří mohutné agregáty (X m) s brekciovitou a kokardovitou texturou, kde zrna karbonátu dosahují rozměru až X0 cm (obr. 8). Místně je vyvinuta kavernózní textura související s rozpouštěním starších karbonátů a se vznikem mladšího béžového karbonátu – sintru.

Povariské kalcitové žíly jsou orientovány hlavně do směru SZ–JV, SSZ–JJV a pak SSV–JJZ, SV–JZ (obr. 9). Jsou typické tím, že nerespektují variskou stavbu, většinou jsou strmé a protínají více lavic vápenců. Jejich délka se většinou pohybuje mezi 0,X m až X0 m a mocnosti od 0,00X m do X m. Kalcity této generace vykazují daleko menší deformaci a rekrystalizaci než kalcity syntektonických žil a jsou obecně hrubozrnnější.

Mineralogie a geochemie

Minerální asociace v těchto žilách je pestřejší. Dominantním minerálem na žilách je opět kalcit, který má hlavně šedé, béžové a červené odstíny. Pro tyto žíly je typická asociace se sulfidy (tab. 1). Galenit-kalcitová asociace se objevila v Mokré ve vrtu S-2, kde

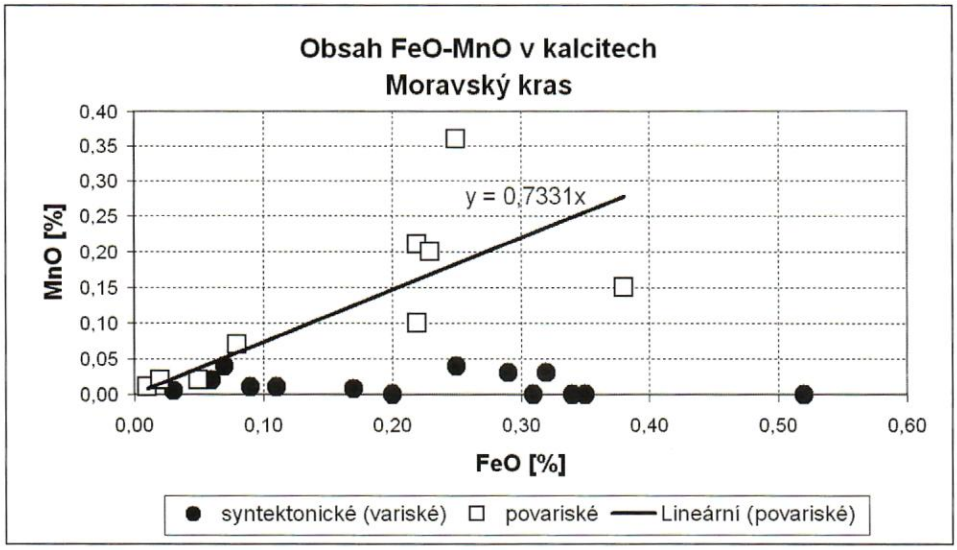


Obr. 9. Pozice povariských kalcitových žil. A – Amatérská jeskyně, S – lom Skalka, M – Mokrá, H – Hády.
Fig. 9. Position of post-Variscan calcite veins. A – Amatér cave, S – Skalka quarry, M – Mokrá, H – Hády.

galenit tvořil malá hnízda v kalcitové žíle. Jinde na téže lokalitě byla ve vzorcích s brekciovitou texturou opticky a na mikrosondě (EDX) ověřena drobná zrna sfaleritu a galenitu v kalcitu. Na dalších lokalitách (např. lom Skalka, Amatérská jeskyně) byla v hydrotermálním kalcitu zjištěna hojná přítomnost rozptýleného mikroskopického hematitu (ŽÁK 2000), jemnozrnného nebo jehličkovitého lepidokrokitu nebo goethitu (?). Přítomnost těchto velmi drobných červenohnědých zrníček (X μm) způsobuje časté červené zbarvení žil, které bylo původně přičítáno sfaleritu (SLOBODNÍK et al. 1999a). Dále byl na žilách zaznamenán vzácnější pyrit a chalkopyrit. Křemen tvoří velmi vzácné mikroskopické shluky zrn s velikostmi okolo několika mikrometrů. V Amatérské jeskyni je centrální část jedné ze žil tvořena směsí hematitu a dalších oxidů a hydroxidů Fe i Mn (FOJT 1989). Tyto rudy mají výrazné kolomorfní textury, což společně s práškovitým charakterem naznačuje vznik těchto rud za velmi nízkých teplot. Limonit jako produkt zvětrávání sulfidů způsobuje hnědé a žlutohnědé zbarvení kalcitů a zvýrazňuje jejich zonální stavbu. Kalcity jsou v této generaci zastoupeny nejméně čtyřmi populacemi (B1, B2, B3, B4). Odlišují se petrografickým charakterem včetně katodové luminiscence, typem fluid z nichž vznikaly i asociací se sulfidy (viz tab. 1).

Tabulka 1. Přehled povariských kalcitových populací ve vápencích Moravského krasu

populace	barva	CL	miner. asociace
B1	bílý	„dull" – prakticky černý	kalcit
B2	bílý, načervenalý	oranžovo-žlutá nebo zonální oranžovo-žlutá/tmavěhnědá až tmavá	kalcit ± galenit, pyrit, sfalerit, chalkopyrit, křemen, lepidokrokit(?)
B3	čirý, medově žlutý	kontrastně zonální: oranžovo-žlutá/dull	kalcit±vzácně sulfidy: chalkopyrit, pyrit
B4	čirý, bílý	středně intenzívní hnědá	kalcit±pyrit



Obr. 10. Obsah FeO a MnO v pozdně variských syntektonických a povariských žilných kalcitech (s vyznačením lineárního trendu).
Fig. 10. Contents of FeO and MnO in syntectonic Late Variscan and post-Variscan vein calcites (the linear trend indicated).

Kalcity B1 jsou bílé s typickou tmavou luminiscencí a často tvoří starší zóny před kalcitem B2. Populace B2 představuje velmi frekventovaný typ kalcitu s oranžovožlutou luminiscencí. Vyskytuje se v asociaci s křemenem, pyritem, galenitem, lepidokrokitem a limonitem jako produktem zvětrávání a přeměn sulfidů. Kalcity B3 jsou nápadné svojí medově žlutou barvou. Jejich luminiscence je kontrastně zonální se zónami oranžovo-žlutými a téměř bez luminiscence. B4 je čirý kalcit se středně intenzívní hnědou luminiscencí.

Běžně zjišťované intenzivnější luminiscence u generace povariských kalcitů je důsledkem určitého poměru Mn/Fe, v tomto případě je poměr okolo 0,7 (obr. 10) a odpovídá údajům v literatuře pro intenzivnější luminiscence (např. BARKER, WOOD 1987). Tím se liší od starší generace syntektonických kalcitů, která má jen o málo vyšší obsahy Fe (mezi 0,03 až 0,52 %), ale velmi nízké obsahy Mn (0,005–0,04 %) (SLOBODNÍK, MUCHEZ 1998).

Tabulka 2. Izotopické složení C a O kalcitů povariské generace B v Moravském krasu

populace	$\delta^{18}O$ v kalcitu (‰ PDB)		$\delta^{13}C$ v kalcitu (‰ PDB)	
	rozsah	průměr	rozsah	průměr
B1	−10,1 až −8,8	−9,5	−2,7 až −1,5	−2,0
B2	−17,1 až −9,1	−13,6	−2,7 až −0,7	−1,5
B3	−8,0	−8,0	−0,3	−0,3
B4	−5,6 až −3,3	−4,5	−0,2 až +0,7	+0,2

Izotopické složení kyslíku u této generace kalcitů má hodnoty $\delta^{18}O$ v poměrně širokém rozmezí mezi −17,1 a −3,3 ‰ PDB. Hodnoty $\delta^{13}C$ se pohybují mezi −2,7 až +0,7 ‰ PDB (viz obr. 5, tab. 2).

Mikrotermometrie

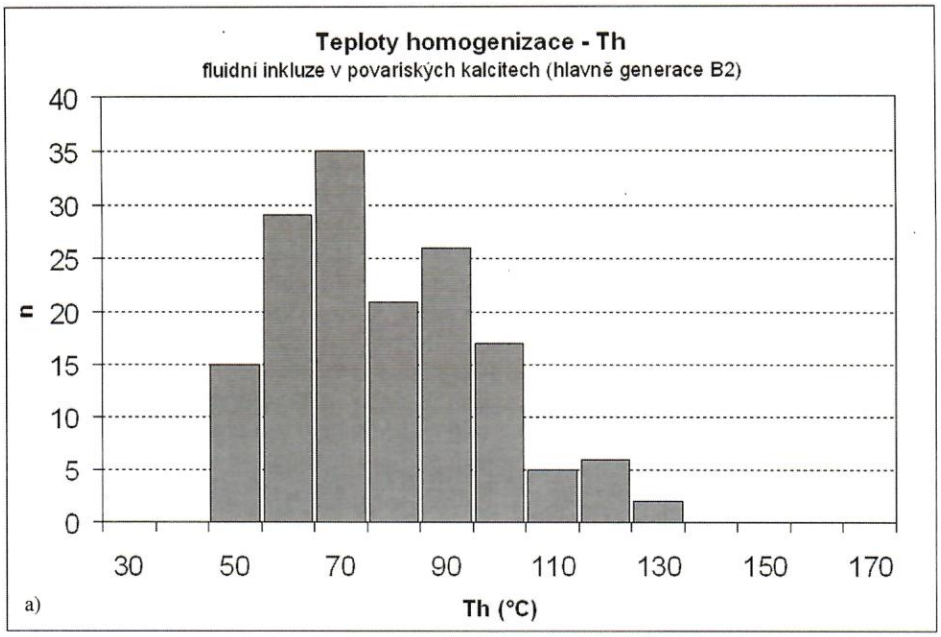
Studované FI v potektonických kalcitech dosahovaly velikosti většinou mezi 2 a 20 μm. Zatím byly studovány FI pouze v kalcitech a byly rozlišeny dva základní typy FI. Prvním typem jsou inkluze obsahující jen vodný systém. Ty jsou buď jednofázové (typ L) nebo dvoufázové (L+V). Druhý typ obsahuje i uhlovodíky, které ve fluorescenčním mikroskopu projevují jasnou bledě modrou fluorescenci. Tento druhý typ inkluzí s uhlovodíky zatím nebyl podrobně mikrotermometricky studován.

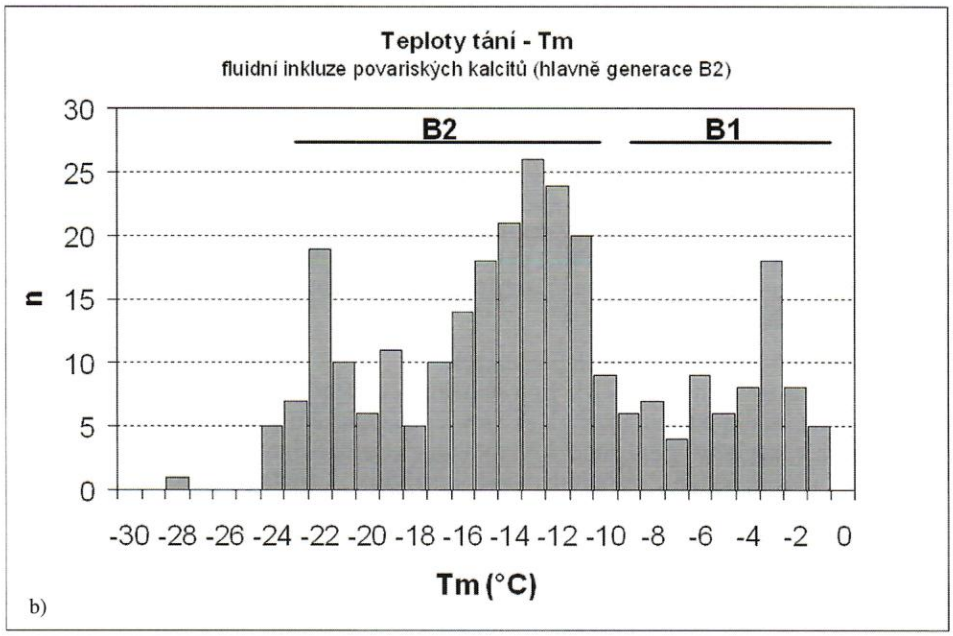
Populace B1

V kalcitech populace B1 převažují jednofázové inkluze. U několika málo dvoufázových inkluzí byly zjištěny *Th* mezi +50 ° a +70 °C. Zjištěné *Te* leží blízko hodnot −33 ° a −35 °C což by mělo indikovat fluida typu H_2O-$MgCl_2$ (*Te* = −33,6 °C) a H_2O–NaCl–$MgCl_2$ (*Te* = −35,0 °C). Salinita fluid je nižší a podle *Tm* mezi −1,9 ° až −7,0 °C je okolo 3,2 až 10,5 hm.% ekv. NaCl (tab. 3).

Tabulka 3. Mikrotermometrická data z fluidních inkluzí v povariských kalcitech generace B (P – primární FI, S – sekundární FI)

hostitelská populace kalcitů	gen. typ FI	T_H (°C)	průměr T_H (°C)	T_T (°C)	T_M (°C)	salinita (hmot.% ekv. NaCl)	fluidní systém
B1	P	≤ +50/+70	+58		−1,9/−7,0	3,2/10,5	H_2O–$MgCl_2$±NaCl
B2	P	+40/+127	+75	+83	−6,4/−28,4	9,7/27,7	H_2O–NaCl–$CaCl_2$
B2	P	?	?	?	?		(LHC± Laq±V)
B3	P	≤ +50		+50	−3,9/−5,8	6,3/8,9	H_2O–$MgCl_2$±NaCl
B4	P	< +50		< +50			?
B1–B4	S	+47/+68			0,0/−1,8	0,0/3,1	H_2O





Obr. 11. Mikrotermometrické údaje z povariských kalcitových žil (hlavně z dominantní generace kalcitu B2, primární inkluze) a – teploty homogenizace (Th), b – teploty tání ledu – poslední pevné fáze (Tm).

Fig. 11. Microthermometric data from post-Variscan calcite veins (mainly from principal calcite generation B2, primary inclusions)a – temperature of homogenization (Th), b – melting temperature of ice – last solid phase (Tm).

Populace B2

V kalcitech s oranžovo-žlutou luminiscencí jsou primární dvoufázové inkluze obsahující fluida s nejběžnější *Te* okolo –52 °C indikující fluida typu H_2O–NaCl–$CaCl_2$ (Borisenko 1977). Kromě tohoto systému mohou být v inkluzích přítomny i jiné, které mají *Te* blízko –52 °C: H_2O–$MgCl_2$–$CaCl_2$ (*Te* = –52,2 °C), H_2O–KCl–$CaCl_2$ (*Te* = –50,5 °C), příp. H_2O–$CaCl_2$ (*Te* = –49,5 °C). *Tm* jsou v tomto kalcitu hlavně mezi –9 ° až –24 °C (max. –6,4 °C, min. –28,4 °C), což odpovídá střední až vysoké salinitě fluid 12,9 až 25 hmot. % ekv. NaCl (min. 9,7 a max. 27,7 hmot. % ekv. NaCl) (obr. 11b). Dva vrcholy v rámci tohoto rozpětí v grafu četnosti *Tm* naznačují, že tato skupina by mohla zahrnovat dva typy fluid o různé salinitě. První se salinitou cca 23,7 hmot.% ekv. NaCl (maximum *Tm* okolo –22 °C) a druhý s hodnotami 16,0 hmot. % ekv. NaCl (maximum *Tm* okolo –12 °C). Tento rozsah salinit je však obsažen v inkluzích oranžovožlutě luminiscentního kalcitu. V případě zonální stavby se střídáním oranžovožlutých a tmavěhnědě luminiscentních zón jsou inkluze v tmavých zónách vyplněny nízkosalinními fluidy se systémem H_2O–$MgCl_2$ (*Te* okolo –33 °C), což odpovídá fluidům z nichž vznikal kalcit B1. To znamená, že každá zóna vznikala z jiného typu fluid a střídají se tak kalcity B1 a B2. Měřené *Tm* s výsledky v pásmu mezi –10 °C a –17 °C mohou pak představovat míchání těchto dvou odlišných fluidních systémů.

S ohledem na rozložení četnosti *Tm*, příp. *Te* v rozdílných zónách kalcitu, nebyla u teplot *Th* zjištěna žádná systematická změna. *Th* se pohybuje v rozmezí +40 ° až +127 °C s maximem mezi +50 °C a +90 °C (obr. 11a).

Populace B3

V ojedinělých inkluzích populace B3 byl zaznamenán podobný fluidní systém (H_2O–$MgCl_2$±NaCl) jako v primárních inkluzích kalcitu B1, avšak salinita uzavřených fluid je mírně vyšší s rozsahem 6,3–8,9 hmot.% ekv. NaCl. Všechny inkluze byly původně jednofázové a proto teplota uzavření těchto fluid (*Tt*) a vzniku kalcitu příliš nepřesahuje teplotu +50 °C (Goldstein, Reynolds 1994). Po zmrazení vzorku se vytvořily bubliny a mohla být měřena *Tm*.

Populace B4

Kalcitová populace B4 prakticky neobsahuje žádné FI. Bylo zjištěno jen několik sekundárních jednofázových inkluzí nebo inkluze s velkou bublinou plynné fáze (~ >20 % objemu inkluze). Uzavřená fluida mají téměř nulovou salinitu a teplota vzniku inkluzí (*Tt*) je odhadována pod +50 °C.

Sekundární inkluze v kalcitových populacích

Ve všech kalcitových generacích jsou poměrně často přítomny i sekundární fluidní inkluze, které jsou často dvoufázové (L+V) a v jejich typickém uspořádání podél vyhojených prasklin v kalcitech, příp. podél štěpných ploch apod. Sekundární inkluze v generaci syntektonických kalcitů obsahují povariská fluida, z nichž krystalovaly později kalcitové populace B1 a B2. V kalcitu populace B1 byla v sekundárních inkluzích zjištěna fluida typická pro primární inkluze v populaci B2. Ve všech generacích jsou však velmi časté sekundární inkluze, jejichž teploty homogenizace se pohybují mezi +47 °C až +68,5 ° a salinita má velmi nízké hodnoty mezi 0,1 až 0,7 hmot.% ekv. NaCl (*Tm* = –0,1 ° až –0,4 °C) (tab. 3).

Interpretace a diskuse výsledků

Mineralogické složení, katodoluminiscence a izotopické složení u části syntektonických pozdněvariských kalcitů (A1), které je shodné s okolní horninou a také strukturní pozice žil spjatá s variskou deformací, ukazuje na derivaci fluid z okolních hornin během tektogeneze. Morfologie sigmoidálních žil pak svědčí o vzniku v křehce-duktilních podmínkách, na hranici mezi křehkou a plastickou deformací (RAMSAY, HUBER 1987). Pro tyto žíly je pak možné uvažovat spíše uzavřený systém fluid a litostatický tlak během jejich vzniku. Charakter cirkulace syntektonických hydrotermálních roztoků se měnil. Během vzniku kratších a uzavřenějších žil (A1) byl pohyb fluid omezen na menší objem horninového masívu. Vznik mladších syntektonických žil (A2) byl spjatý se širší cirkulací fluid během pokročilé fáze dynamometamorfózy hornin. Svědčily by pro to mírně vyšší teploty vzniku žil. Horninový masív v této fázi již mohl být porušen větším množstvím disjunktivních struktur, což vedlo k otevřenější a rozsáhlejší migraci fluid dotovaných izotopicky lehčí např. mořskou vodou, která již snadněji pronikala do hornin. Na to ukazuje trend mírného ochuzení hydrotermálního roztoku o ^{18}O: u skupiny A1 se pohybují hodnoty $\delta^{18}O$ roztoku mezi +9,2 a +6,2 ‰ SMOW, u skupiny A2 mezi +9,1 a +4,0 ‰ SMOW (tab. 4). Izotopické složení uhlíku v mateřském roztoku kolísá mezi –1,9 až +0,6 ‰ PDB u žil A1 a –3,4 až –1,2 ‰ PDB u skupiny A2. Posun do záporných hodnot je možné interpretovat jako nárůst poměru voda/hornina v procesu vývoje fluid (ZHENG, HOEFS 1993).

Tabulka 4. Izotopické složení kalcitů syntektonických pozdněvariských žil (A1, A2) a hlavní generace povariských kalcitů (B2) a jejich mateřských roztoků.

generace	Tt (°C)	$\delta^{18}O$ PDB kalcit	$\delta^{18}O$ SMOW roztok	$\delta^{13}C$ PDB kalcit	$\delta^{13}C$ PDB roztok
A1	+105	–7,7 až –4,7	+6,2 až +9,2	+0,1 až +2,6	–1,9 až +0,6
A2	+178	–15,5 až –9,7	+4,0 až +9,2	–0,3 až +1,9	–3,4 až –1,2
B2	+83	–17,1 až –9,1	–5,8 až +2,2	–2,7 až –0,7	–5,0 až –3,0

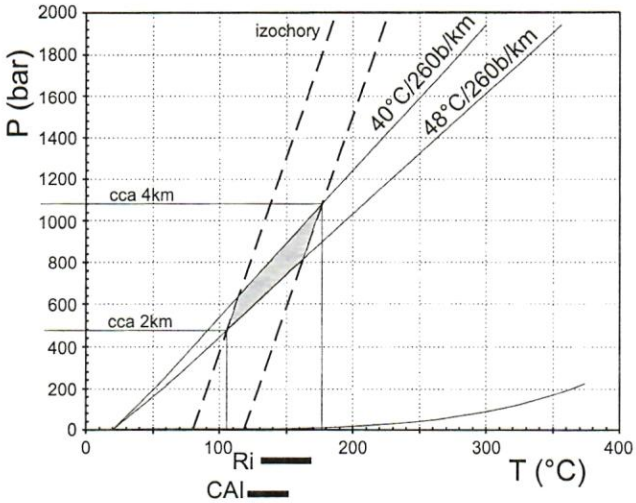
Teploty vzniku (*Tt*) pozdněvariských žil mohou být počítány z *Th* s aplikací tlakové korekce. Pro výpočet rozsahu *Tt* bylo použito nejčastějších hodnot *Th* v rozpětí 80–120 °C, litostatický tlak a tepelný tok 40–48 °C/km (srovnej STŘELCOVÁ et al. 1997) a byly použité izochory počítané podle ZHANGA a FRANTZE (1987). Získané hodnoty teplot vzniku (*Tt*) se za těchto podmínek pohybují mezi +105 ° a +178 °C a odpovídají hloubkám vzniku 2–4 km (obr. 12). Tyto výsledky dobře korelují s paleoteplotami 130–170 °C podle krystalinity illitu a odraznosti vitrinitu pro celou j. část Drahanské vrchoviny (FRANCŮ et al. 1999) a také se dobře překrývají se stanovením CAI (Conodont Alteration Index = 3,0–3,5, určil S. Helsen, K. U. Leuven) ze vzorků z této oblasti, které odpovídají maximální teplotě pohřbení sedimentů 120–150 °C.

Migrace posttektonických fluid má již zcela jiný charakter než v případě syntektonických kalcitů. V době vzniku povariských mineralizací migrovalo v prostředí vápenců Moravského krasu postupně několik typů fluid. Nejstarší byla nízkoteplotní fluida (cca ϕ *Th* = +58 °C) typu $H_2O \pm NaCl \pm MgCl_2$ s nízkou salinitou mezi 3,2 a 10,5 hmot.% ekv. NaCl. Následující a nejrozšířenější fluida typu H_2O–NaCl–$CaCl_2$ měla o něco vyšší průměrné teploty *Th* okolo +75 °C a střední až vysokou salinitu (9,7–27,7 hmot.% ekv. NaCl). Krystalizace kalcitu B2 z těchto fluid je doprovázena i tvorbou sulfidů. Docházelo i ke střídání těchto fluid s nízkosalinními fluidy, což je zaznamenáno v zonální stavbě kalcitu. Další populace fluid měla již nižší teploty okolo +50 °C a méně a je blízká nejstarší populaci fluid typu $H_2O \pm NaCl \pm MgCl_2$. Poslední fluida s velmi nízkou salinitou (salinita je podstatně nižší než salinita mořské vody, která je cca 3,5 hmot.%) uzavřená

v sekundárních inkluzích již představují roztoky v nichž pravděpodobně převládá meteorická voda. Tento hydrotermální systém může reprezentovat přechod do subrecentní cirkulace a do meteorického zvětrávacího krasového režimu. Do této poslední etapy spadá zvětrávání sulfidů za vzniku oxidačních produktů (oxidy a hydroxidy Fe, Mn). Na některých žilách tyto minerály patří k nejmladším fázím s kolomorfní stavbou.

Z geochemického hlediska se povariské populace kalcitu odlišují od syntektonických. Přesnější výpočet izotopického složení původních roztoků zatím vázne na neznalosti bližších tlakových podmínek při vzniku mineralizace a odvození teploty vzniku *Tt*. Hlavní kalcitová populace B2 je však podobná mineralizacím, včetně prakticky stejného charakteru matečných fluid, které tvoří Pb-Zn ložiska typu Mississippi Valley (MVT) např. v USA nebo v Belgii (Sverjensky 1986, Muchez et al. 1994, Slobodník 2000a). Pokud bychom uvažovali také podobné fyzikální podmínky, pak by tlaková korekce (s použitím izochor vypočtených podle Zhanga, Frantze 1987) mohla mít hodnotu okolo +8 °C (např. Coveney et al. 1987, Muchez et al. 1994). Při aplikaci na *Th* u B2 bychom dostali *Tt* ~ +83 °C. Hodnota $\delta^{18}O$ původního roztoku je za těchto podmínek +2,2 až –5,8 ° SMOW (s použitím frakcionační rovnice podle O'Neil et al. 1969). Záporné hodnoty pak reprezentují fluida s výraznější dotací hydrotermálního systému meteorickými vodami. Pro otevřený systém je trend ve směru takové změny $\delta^{18}O$ charakteristický (Bottrell et al. 2001). Tomu nasvědčuje i střídání salinit a různých vodných systémů v inkluzích různých kalcitových populací. Izotopické složení uhlíku ve fluidech, z nichž krystalovala generace B2, se pohybuje mezi hodnotami –5,0 a –3,0 ‰ PDB.

Zdrojem sedimentárních solanek, jako základu hydrotermálních roztoků, mohou být paleozoické, mesozoické a terciérní sedimenty na jv. okraji Českého masívu. V tomto prostoru se na několika místech nachází řada mineralizací (ve vápencích Moravského krasu, v Hranicích, v turnaiských vápencích ve vrtech, např. v NT-1 u Frýdku-Místku) s velmi podobnými znaky (Slobodník et al. 1999, 1999a). Charakteristiky fluid (*Tt*, salinita, chemický systém fluid), z nichž mineralizace se sulfidy vznikaly, jsou také velmi podobné. Geologická pozice hydrotermálních mineralizací ve zmíněných oblastech je též



Obr. 12. Rozsah P–T podmínek vzniku pozdně variských syntektonických kalcitových žil (vyznačeny jsou PT gradienty, izochory a křivka fázové rovnováhy kapalina–plyn).

Fig. 12. Extent of P–T formation conditions of Late Variscan syntectonic calcite veins (PT gradients, isochores and the curve of liquid-vapor phase equilibrium are indicated).

velmi podobná. Jsou vyvinuty v karbonátovém prostředí, v jehož nadloží se nacházejí klastické horniny, často břidlice. To je situace, která je pro mineralizace typu MVT typická. Podle modelů jde o místa, kde dochází ke styku oxidačních roztoků s redukčními. Oxidační přicházejí z kolektorů sedimentární pánve a setkávají se s organickou hmotou (redukčním prostředím) či s redukčními roztoky postupujícími shora, z prostředí břidlic (Barnes ed. 1997).

Dnes již ověřené regionální rozšíření povariských mineralizací ve vápencích nejen v Moravském krasu (Slobodník et al. 1995, 1999, Dolníček, Buriánek 1999) a místy mohutnost žilných struktur (až 4 m mocné např. v Amatérské jeskyni), svědčí o významném toku povariských fluid. Povariské žíly mají velmi častý směr SZ–JV, o něco méně často SSV–JJZ a SV–JZ (obr. 9). Zlomy směru SZ–JV jsou významným regionálním systémem a patrně představují hlavní migrační cesty hydrotermálních fluid i vzhledem k jejich směrovému postavení vůči západokarpatskému oblouku. Pokud bude ověřena genetická vazba mezi uhlovodíky nalezenými v jednom z typů inkluzí a ložisky v karpatské předhlubni (terciérní migrace uhlovodíků, Cipris et al. 1995), pak bude posílena úvaha o terciérním stáří migrace povariských mineralizačních fluid.

Závěr

Dvě hlavní generace hydrotermálních žil v Moravském krasu vznikaly ve dvou odlišných geotektonických režimech. Starší generace syntektonických pozdněvariských žil krystalovala z více méně uzavřeného hydrotermálního systému spjatého s okolními horninami během pozdněvariské tektogeneze.

Vznik mladší generace hydrotermálních žil spadá do období mesozoika a/nebo terciéru. Minerální asociace je charakteristická převahou kalcitu se sulfidy Pb-Zn-Cu±Fe. Žíly vznikaly z nízkoteplotních fluid s proměnlivým složením a salinitou, což pravděpodobně způsobilo míchání hydrotermálních roztoků, původních sedimentárních solanek, a vadózních vod. Charakter mineralizace i fluid je srovnatelný s mineralizacemi typu MVT.

Poděkování

Rád bych poděkoval všem kolegům a ostatním pracovníkům z Univerzity v Leuvenu (Afd. Fysico-chemische geology) za jejich širokou podporu a dobře připravené preparáty (H. Nijs), což významně napomohlo vzniku této práce. Dík za finanční podporu studia patří též grantu GAČR 205/00/0356.

SUMMARY

The large-scale migration of hydrothermal fluids through carbonate rocks of the Moravian karst area is evident from numerous calcite veins in Devonian and Carboniferous strata. Generally, two principal migration regimes have been distinguished, which produced two main generations of vein systems. The syntectonic late-Variscan (calcite ± quartz) veins is first, second is represented by post-Variscan veins (calcite ± quartz ± sulphides).

The former precipitated from the fluids, which have been derived from country rocks (i.e. from carbonate strata) during late Variscan deformation events. Hydrothermal fluids had lower salinities between 1,7 and 14 wt% eq. NaCl, temperatures 115–165 °C and they were H_2O-NaCl type.

The latter mineral association of the post-Variscan calcite veins precipitated from fluids originated from basinal brines with the H_2O-NaCl-$CaCl_2$ system. Fluids had higher salinities about 9,7–27,7 wt% eq. NaCl and average temperatures around +83 °C. That is similar fluid system and type of migration from which the polymetallic deposits in limestones of the Mississippi Valley-type form. A source of these brines could be sedimentary strata hidden beneath the Outer West Carpathians.

LITERATURA

BALÁK, I., 1984: Mineralogicko-petrografický a drobně tektonický výzkum Punkevních jeskyní. – MS, dipl. práce, MU Brno.

BARKER, CH. E., WOOD, T., 1987: A review of the Technosyn and Nuclide Cathodoluminescence stages and their application to sedimentary geology. – Process Mineralogy VI.: Applications to precious metals deposits, industrial minerals, coal, liberation, mineral processing, agglomeration, metalurgical products and refractories with special emphasis on cathodoluminescence microscopy, 137–158. Proceedings of The Metalurgical Society Annual Meeting, New Orleans, Louisiana, March 2–6, 1986.

BARNES, H. L., (ed.) 1997: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. John Wiley & Sons, Inc., 3rd ed.

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

BORISENKO, A. S., 1977: Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. – Soviet. geol. Geophys., 18:11–19.

BOTTRELL, S. H., CROWLEY, S., SELF, C., 2001: Invasion of a carst aquifer by hydrothermal fluids: evidence from stable isotopic compositions of cave mineralization. – Geofluids, 1:103–121.

BOULLIER, A.-M., 1999: Fluid inclusions: tectonic indicators. – J. Struct. Geol., 21:1229–1235.

CIPRIS, V., ADÁMEK, J., BENADA, S., 1995: Petroleum geology of the Carpathian Foredeep and overthrust zones in the Czech Republic. – Petroleum Geoscience, 1, 89–96. EAPG London.

COPLEN, T. B., KENDALL, C., HOPPLE, J., 1983: Comparison of stable isotope reference samples. – Nature, 302:236–238.

COSTAGLIOLA, P., BENVENUTI, M., MAINERI, C., LATTANZI, P., RUGGIERI, G., 1999: Fluid circulation in the Apuane Alps core complex: evidence from extension veins in the Carrara marble. – Mineral. Mag., 63, 1:111–122.

COVENEY, R. M., GOEBEL, E. D., RAGAN, V. M., 1987: Pressures and temperatures from aqueous fluid inclusions in sphalerite from midcontinent country rocks. – Econ. Geol., 82:740–751.

CRAIG, H., 1957: Isotopic standards for carbon and oxygen correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. – Geochim. Cosmochim. Acta, 12:133–149.

ČEŠKOVÁ, L., 1978: Metalogenetická charakteristika některých geologických jednotek při východním okraji Českého masívu. – Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol., XIX, 3:5–101. Brno.

ČÍŽEK, P., 1977: Nález Cu-zrudnění v bazálních klastikách devonu Moravského krasu. – Čas. Morav. Muz. v Brně, Vědy přír., 42:43–46. Brno.

DEINES, P., LANGMUIR, D., HARMON, R. S., 1974: Stable Carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. – Geochim. Cosmochim. Acta, 38:1147–1164.

DOLNÍČEK, Z., BURIÁNEK, D., 1999: Hydrotermální mineralizace v lomu Dřínová u Tišnova. – Acta Mus. Mor., Sci geol., 82:33–43. Brno.

DVOŘÁK, J., 1987: Skluz v drobách v lomu u Šošůvky, z. část Drahanské vrchoviny. – Čas. Mineral. Geol., 32:305–308. Praha.

DVOŘÁK, J., 1990: Paleofacial and paleoclimatic aspects of the Devonian and Carboniferous sedimentation in the Rhenohercynicum and Moravia. – Věst. Ústř. Úst. geol., 65, 2:65–74. Praha.

DVOŘÁK, J., 1996: Gravitational movements in the southern part of the Moravian Karst in Famennian and Tournaisian times. – Věst. Čes. geol. úst., 71, 2:151–162. Praha.

DVOŘÁK, J., PTÁK, J., 1963: Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. – Sbor. geol. Věd, Geol., 3:49–77. Praha.

DVOŘÁK, J., FRIÁKOVÁ, O., HLADIL, J., KALVODA, J., KUKAL, Z., 1987: Geology of the Paleozoic rocks in the vicinity of the Mokrá cement factory quarries (Moravian karst). – Sbor. geol. Věd, Geol., 42:41–88. Praha.

FOJT, B., 1989: Mineralogie žilných a jeskynních výplní. In: Štelcl J. et al.: Komplexní geologický výzkum oblasti Chobotu v sz. části Moravského krasu, 99–105. UJEP Brno.

FRANCŮ, E., FRANCŮ, 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.

FRIEDMAN, I., O'NIEL, J. R., 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 440–KK.

GOLDSTEIN, R. H., REYNOLDS, T. J., 1994: Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short course 31, Tulsa.

HLADIL, J., KREJČÍ, Z., KALVODA, J., GINTER, M., GALLE, A., BEROUŠEK, P., 1991: Carbonate ramp environment of Kellwasser Time-Interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia). – Bull. Soc. belg. Géol., 100 (1–2):57–119. Bruxelles.

CHACKO, T., MAYEDA, T. K., CLAYTON, R. N., GOLDSMITH, J. R., 1991: Oxygen and carbon isotope fractionations between CO_2 and calcite. – Geochim. Cosmochim. Acta, 55:2867–2882.

KETTNER, R., 1942: Nové pojetí tektonické stavby Moravského krasu. – Věda přírodní, 21, 2:33–40. Praha.

KETTNER, R., 1950: Geologická stavba severní části Moravského krasu a oblastí přilehlých. – Rozpravy Čs. akad. věd, 59 (1949):1–27. Praha.

KOTLÍKOVÁ, D. 1985: Kalcit ze severní části Moravského krasu. – MS, dipl. práce, MU Brno.

KRUŤA, T. 1966: Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1965. Mor. Muz., Brno.

LESPINASSE, M., 1999: Are fluid inclusion planes useful in structural geology? – J. Struct. Geol., 21:1237–1243.

MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J., 1983: Geologie ČSSR I. Český masív. Praha.

MUCHEZ, PH., SLOBODNÍK, M., VIAENE, W., KEPPENS, E., 1994: Mississippi Valley type Pb-Zn mineralization in eastern Belgium: Indications for gravity-driven flow. – Geology, 22:1011–1014.

MUSIL, R., et al., 1993: Moravský kras – labyrinty poznání. J. Bližňák, Adamov.

OHMOTO, H., RYE, R. O., 1979: Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H. L. (ed.). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd ed., 509–567. Wiley, New York.

O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. A., MAYEDA, T. K., 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. J. Chem. Phys., 51:5547–5558.

RAMSAY, J. G., HUBER, M. I., 1987: The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press, New York.

RAMSAY, J. G., 1980: The crack-seal mechanism of rock deformation. – Nature, 284:135–139.

ROEDDER, E., 1984: Fluid inclusions. – Reviews in mineralogy, 12. Washington.

SIBSON, R. H., 1996: Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. – J. Struct. Geol., 18, 8:1031–1042.

SCHULMANN, K., LEDRU, P., AUTRAU, A., MELKA, R., LARDEAUX, J. M., URBAN, M., LOBKOWICZ, M., 1991: Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. – Geol. Rdsch., 80:73–92.

SLAVÍK, L., MELICHAR, R., 1996: Styk brněnského masívu a devonu Moravského krasu a jeho tektonický význam. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 120–122. Brno.

SLOBODNÍK, M., 1994: Hydrotermální mineralizace v jižní části Moravského krasu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 62–63. Brno.

SLOBODNÍK, M., 2000: Hydrotermální mineralizace. In: Motyčka, Z., Polák, P., Sirotek, J., Vít, J. (eds.): Amatérská jeskyně, 117–121. ČSS.

SLOBODNÍK, M., 2000a: Epigenetické typy hydrotermální mineralizace v sedimentech devonu a karbonu namurského synklinoria a moravskoslezského paleozoika. MS, habilit. práce, PřF MU Brno, 101 str.

SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., VIAENE, W., 1994: Variscan and post-Variscan fluid flow in the Rhenohercynicum of the Ardennes (southern Belgium) and in the eastern part of the Bohemian Massif. – J. Czech Geol. Soc., 39, 1:106–107. Praha.

SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., VIAENE, W., 1995: Formation conditions of Pb–Zn mineralizations in the Bohemian Massif. In: Pašava, J., Křibek, B., Žák, K., (eds.) 1995: Mineral Deposits: From Their Origin to Their Environmental Impacts, p. 323–325, A. A. Balkema, Rotterdam.

SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., 1996: Strukturní pozice karbonátových žil na jižním okraji Moravského krasu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 168–170. Brno.

SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., VIAENE, W., 1997: Hydrothermal fluid flow in the Devonian and Carboniferous of the Rhenohercynicum of the Bohemian Massif. – In: Papunen, H., (ed.) 1997: Mineral Deposits: Research and Exploration – Where do they Meet?, p. 583–586, A. A. Balkema, Rotterdam.

SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., 1998: Geochemie kalcitových žil v paleozoických horninách Moravského krasu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 65–68. Brno.

SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., DOLNÍČEK, Z., ŽÁK, L., 1999: Regional occurrence of saline, mineralising fluids at the eastern border of the Bohemian Massif. – In: Stanley, C. J. et al. (ed.): Mineral Deposits: Processes to Processing, 901–904. A. A. Balkema, Rotterdam.

SLOBODNÍK, M., MUCHEZ, PH., VIAENE, W., ŽÁK, L., 1999a: Geologický význam výskytu Pb-Zn mineralizace v devonských vápencích Moravského krasu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998, 90–92. Brno.

SMITH, J. V., 1996: En échelon sigmoidal vein arrays hosted by faults. – J. Struct. Geol., 18, 9:1173–1179.

SMITH, J. V., 1997: Initiation of convergent extension fracture vein arrays by displacement of discontinuous fault segments. – J. Struct. Geol., 19, 11:1369–1373.

STŘELCOVÁ, E., FRANCŮ, J., POELCHAU, H. S., 1997: Model tepelné historie paleozoika Konicka na základě odraznosti vitrinitu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996, 83–85. Brno.

SVERJENSKY, D. A., 1986: Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. – Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14:177–199.

THORBJORNSEN, K. L., DUNNE, W. M., 1997: Origin of a thrust-related fold: geometric vs kinematic tests. – J. Struct. Geol., 19, 3–4:303–319.

XU, G., 1997: Fluid inclusions in crack-seal veins at Dugald River, Mount Isa Inlier: implications for palaeostress states and deformation conditions during orogenesis. – J. Struct. Geol., 19, 11:1359–1368.

ZAPLETAL, K., 1922–23: Geotektonická stavba Moravského krasu. – Čas. Moravského zem. muzea, 20–21:220–256. Brno.

ZAPLETAL, K., 1932: Geologie a petrografie země Moravskoslezské s ohledem na užitková ložiska. – Vlast. publ. moravsko.-slez., 1:1–280. Brno.

ZHENG, Y. F., HOEFS, J., 1993: Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. – Mineral. Deposita, 28:79–89.

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. – Chemical Geology, 64:335–350.

ZUKALOVÁ, V., 1981: Přehled mikrofosílií v givetských a frasnských rifových vápencích na Moravě. – Zem. Plyn Nafta, 26:561–570. Hodonín.

ŽÁK, L., 2000: Hydrotermální mineralizace ve střední a severní části Moravského krasu. MS, dipl. práce, MU Brno.