

Sborník abstraktů

MORAVSKOSLEZSKÉ PALEOZOIKUM 2012



OLOMOUC

7. únor 2012

XV. ročník

Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, Katedra geologie

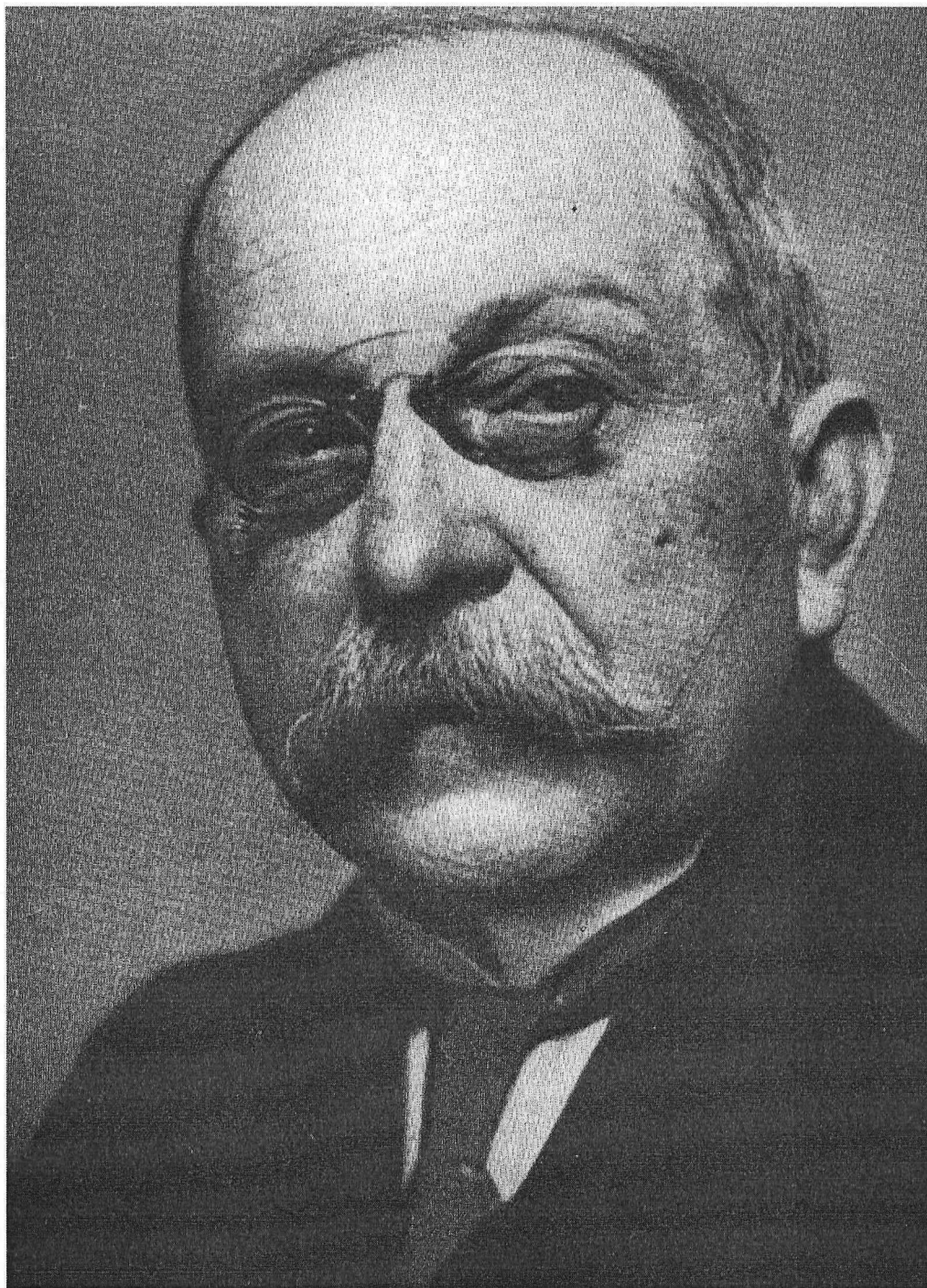
Vlastivědné muzeum v Olomouci, Přírodovědný ústav

MORAVSKOSLEZSKÉ PALEOZOIKUM 2012

Sborník abstraktů

Editoři: Martin Faměra a Tomáš Lehotský

OLOMOUC 2012



MUDr. et RNDr. h.c. Mauric REMEŠ

(1867 – 1959)

145. výročí narození

MORAVSKOSLEZSKÉ PALEOZOIKUM 2012

Obsah konferenčního sborníku

Olomouc 7. února 2012

David Buriánek NOVÝ NÁLEZ RESTITU NA VÝCHODNÍM OKRAJI MOLDANUBICKÉHO PLUTONU	5
Jan Černý, Jiří Otava, Rostislav Melichar PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY STRUKTURNĚ GEOLOGICKÉHO STUDIA NA LISTU JEDOVNICE, MORAVSKÝ KRAS	6
Zdeněk Dolníček, Bohuslav Fojt, Miroslav Nepejchal NOVÉ MINERALOGICKÉ A GENETICKÉ POZNATKY O PRIMÁRNÍ ŽILNÉ ZLATONOSNÉ MINERALIZACI V PROSTORU VYSOKÁ HORA/HLÁSKA (ANDĚLSKOHORSKÝ RUDNÍ REVÍR)	9
Alena Fuksová, Zdeněk Dolníček FLUIDNÍ INKLUZE V PRIMITIVNÍCH TURMALINICKÝCH PEGMATITECH Z LOMU BORY U VELKÉHO MEZIŘÍČÍ (STRÁŽECKÉ MOLDANUBIKUM) - PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY	10
Jakub Jirásek, Lada Hýlová, Jiří Wlosok, Martin Sivek VÝCHOZ KARBONU NA HLADOVÉM VRCHU U HOŠŤÁLKOVIC	12
Jaroslav Kapusta, Jiří Zimák MINERALOGIE ŽELEZNÝCH RUD LEVÍNSKÉ ŠTOLY U CHABIČOVA	15
Martin Kováček, Tomáš Lehotský MLŽI JIHOVÝCHODNÍ ČÁSTI DRAHANSKÉ VRCHOVINY (SPODNÍ KARBON, MORAVSKOSLEZSKÁ JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)	17
Lukáš Krmíček, Stanislav Houzar, Michaela Krmíčková NÁLEZ LAMPROITU V TŘEBÍČSKÉM PLUTONU VE STRÍTEŽI U TŘEBÍČE	20
Tomáš Kumpan, Jiří Kalvoda NEJSTARŠÍ KONODONTI RODU <i>SIPHONODELLA</i> (BRANSON & MEHL 1944) Z LÍŠEŇSKÉHO SOUVRSTVÍ	23
Tomáš Lehotský, Vladimíra Jašková, Josef Plaček NÁLEZ FOSILNÍCH STOP OD STUDNIC NA DRAHANSKÉ VRCHOVINĚ (SPODNÍ KARBON, MORAVSKOSLEZSKÁ JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)	27
Tomáš Lehotský, Ludmila Krausová IČNOFOSILIE <i>CHONDRITES</i> CF. <i>INTRICATUS</i> Z CHABIČOVA	29
Ludmila Nejeschlebová¹, Jiří Zimák¹, Miloš René² GRANITOIDY INTRUZE RUDNÉ HORY V HRUBÉM JESENÍKU A JEJICH AKCESORIE	30
Jiří Otava, Jan Černý PALEOKRAS NEBOTEKTONIKA? BŘEZINA-VYSOKÁ, MORAVSKÝ KRAS	34
Tereza Potočková, Zdeněk Dolníček, Stanislav Houzar PRIMÁRNÍ ZLATONOSNÁ MINERALIZACE V HORÁCH U PŘEDÍNA (ZÁPADNÍ MORAVA) – STUDIUM FLUIDNÍCH INKLUZÍ A IZOTOPOVÉHO SLOŽENÍ KYSLÍKU V ŽILNÉM KŘEMENU	36

- Štěpán Rak, Tomáš Viktorýn** 40
PŘEDBĚŽNÉ PALEONTOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ LOKALITY BŘEZINA 3 A JEJÍ SROVNÁNÍ S
OSTATNÍMI VÝSKYTY TRILOBITOVÉ FAUNY V BŘIDLICÍCH BŘEZINSKÉHO SOUVRSTVÍ
V OKOLÍ OBCE BŘEZINA V MORAVSKÉM KRASU
- Miloš René, Pavel Hájek** 42
DVOJSLÍDNÉ GRANITY SEVEROVÝCHODNÍHO OKRAJE CENTRÁLNÍHO MOLDANUBICKÉHO
PLUTONU
- Daniel Šimíček, Ondřej Bábek** 43
VLIV PROVENIENCE KLASTICKÝCH SEDIMENTŮ NA SPEKTRÁLNÍ ZÁZNAMY GAMA ZÁŘENÍ
- Tomáš Weiner, Carsten Brauckmann, Hedvika Poukarová, Štěpán Rak,
Jiří Kalvoda** 45
NOVÉ NÁLEZY TRILOBITŮ Z BŘIDLIC BŘEZINSKÉHO SOUVRSTVÍ V ÚDOLÍ ŘÍČKY U BRNA
(VISÉ, MORAVSKÝ KRAS)

NOVÝ NÁLEZ RESTITU NA VÝCHODNÍM OKRAJI MOLDANUBICKÉHO PLUTONU

David Buriánek

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno; david.burianek@geology.cz

Moldanubikum představuje komplex převážně sedimentárních hornin metamorfovaných a parciálně tavených v podmínkách střední kůry. V tomto komplexu se objevují četná tělesa vysokotlakých a vysokoteplotních granulitů, která pocházejí z hlubších partií orogenního kořene. Vznik restitů v podmínkách orogenního kořene je poměrně běžný. Při migmatitizaci dochází k parciálnímu natavení horniny a separaci taveniny od restitu složeného z bezvodých minerálů. Většinou však tavenina zůstane v kontaktu s restitem a ten se v důsledku retrográdních reakcí mění na melanosom (Kriegsman 2001). Původní minerální asociace restitu se může zachovat jen když se od něj tavenina oddělí. Tyto případy byly v moldanubiku pozorovány (např. Leichmann et al. 2007).

Studovaná část moldanubika leží na východním okraji moldanubického plutonu jižně od města Třešť a patří k ostrongské jednotce (monotonní jednotka). Převažují zde silimanit-biotitické pararuly s cordieritem a cordierit-silimanitické migmatity. Tento komplex místy obsahuje drobná tělesa a budiny amfibolitů, vápenatoslíkatových hornin a ortorul (patrně retrográdních granulitů). Migmatity v této oblasti indikují metamorfózu v podmínkách 838 ± 58 °C a $5,3 \pm 1,8$ kbar, která byla následována exhumací těchto hornin do svrchní kůry (PT podmínky kolem 2 kbar a 500 °C; Žák et al. 2011). Poloha restitu o mocnosti asi 20 cm byla nalezena v cordierit-biotitických migmatitech při východním okraji moldanubického plutonu asi 500 m severozápadně od obce Třeštice.

Restit je složen hlavně z xenomorfního granátu (10-60 mod. %) a bazického plagioklasu (5-70 mod. %), nebo biotitu (1-22 mod. %). Granát ($\text{Alm}_{55-71} \text{Grs}_{3-19} \text{Prp}_{22-34} \text{Adr}_{0-5}$) tvoří xenomorfní zrna o velikosti až 2 mm, která vykazují vyšší obsahy Prp a Grs komponenty v centrální části. Granáty uzavírají drobné oválné inkluze rutilu, monazitu, zirkonu a xenotimu. Místy jsou inkluze rutilu částečně zatlačovány ilmenitem. Plagioklas (An_{86-93}) převažuje hlavně na okrajích restitické polohy. Jeho hypautomorfní zrna jsou chemicky homogenní, nebo vykazují nevýraznou reverzní zonálnost. Na kontaktu s granátem často tvoří symplektitické srůsty s hercynitem ($X_{\text{Fe}} = 0,74-0,78$). Plagioklas uzavírá inkluze ilmenitu, monazitu, xenotimu, případně drobné lupínky biotitu a grafitu. Mezi zrny plagioklasu se vzácně objevují drobné reliktové draselného živce, který obsahuje až 13 hmot. % BaO. Na kontaktu mezi plagioklasem a granátem je často vyvinuta až 0,4 mm mocná zóna cordieritu ($X_{\text{Fe}} = 0,25-0,28$; Al 3,93-3,96 apfu). Cordierit (2-30 mod. % v hornině) také tvoří drobné žilky o mocnosti do 0,1 mm, které proráží granát. Místy cordierit uzavírá drobné lupínky biotitu a reliktové sillimanitu. Ve střední části restitické polohy je cordierit vzácný a místo něj se objevují až 2 mm dlouhé lupínky biotitu. Biotit srůstá s fibrolitickým silimanitem. Biotit svým chemickým složením leží na hranici mezi flogopitem a annitem ($X_{\text{Fe}} = 0,45-0,55$; ^{IV}Al 2,47-2,70 apfu) a je charakteristický vysokými obsahy Ba (0,32-0,07 apfu). Společně s granátem se lokálně vyskytují hypautomorfní zrna enstatitu ($X_{\text{Fe}} = 0,44-0,47$; Al = 0,21-0,24; Na = 0,05-0,06 apfu) o velikosti až 1 mm.

Střední části zrn granátu společně s inkluzemi rutilu, zirkonu, monazitu a xenotimu reprezentují s velkou pravděpodobností vrcholné podmínky metamorfózy restitu. Do této etapy také patří ortopyroxen, sillimanit, draselný živec a pravděpodobně střední části zrn plagioklasů bez inkluzí biotitu a spinelu. Na základě obsahu Zr v rutilu (Zack et al. 2004) byly pro tuto vrcholnou etapu metamorfózy vypočteny teploty kolem 860 °C. Pro dvojici granát a ortopyroxen (Harley 1984) byly vypočteny teploty 859-902 °C pro tlak 10 kbar. Pomocí programu Thermocalc (Holland a Powell 1998) byly pro minerální asociaci Gr + Opx + Pl + Sil + Qtz vypočteny tlaky 10 ± 2 kbar při teplotách kolem 860-900 °C.

Další minerální asociace jsou produktem metamorfních reakcí během exhumace restitu k povrchu. Relativně nízké obsahy F a Ti v biotitu indikují jeho vznik až během retrográdní fáze vývoje horniny. Patrně je produktem reakce draselného živce bohatého Ba (vysoký obsah celsianové komponenty) a granátu. V důsledku reakce granátu a sillimanitu vznikal místy symplektit plagioklasu a hercynitu ($\text{Grt} + \text{Sil} = \text{An} + \text{Sp}$). Biotit společně se spinelem tedy indikují dekompresi a hydrataci vrcholné metamorfní asociace. Pomocí programu Thermocalc (Holland a Powell 1998) byly pro minerální asociaci Gr + Bt + Kfs + Sil + Qtz vypočteny teploty 923 ± 60 °C a tlaky 7 ± 2 kbar.

V poslední fázi vývoje vznikal cordierit (714-735 °C; termometr založený na obsazích Na v cordieritu, Wyhlidal et al., 2009) na úkor granátu a sillimanitu.

Studovaný restit indikuje vrcholné podmínky metamorfózy, které jsou přibližně o 4 kbar a 100°C vyšší, než vrcholné podmínky metamorfózy pro horniny v jeho okolí. Jde tedy patrně o budinu, která byla do hornin střední kůry inkorporována tektonicky.

Poděkování

Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390008.

Literatura

- Harley, S. L. (1984) An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 353–373.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, 16, 309-343.
- Kriegsman, L.M. (2001) Partial melting, partial melt extraction, and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56, 75-96.
- Leichmann, J., Novák, M., Buriánek, D., Burger, D., 2007. High-temperature to ultrahigh-temperature metamorphism related to multiple ultrapotassic intrusions: evidence from garnet-sillimanite-cordierite kinzigite and garnet-orthopyroxene migmatites in the eastern part of the Moldanubian Zone. *Geologica Carpathica* 58, 415-425.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A. (2004) Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148, 471–488.
- Wyhlidal, S., Tropper, P., Thöny, W., and Kaindl, R. (2009) Minor element- and carbonaceous material thermometry of high-grade metapelites from the Sauwald Zone, Southern Bohemian Massif (Upper Austria). *Mineralogy and Petrology*, 97(1), 61-74.

PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY STRUKTURNĚ GEOLOGICKÉHO STUDIA NA LISTU JEDOVNICE,

MORAVSKÝ KRAS

Jan Černý^{1,2}, Jiří Otava¹, Rostislav Melichar²

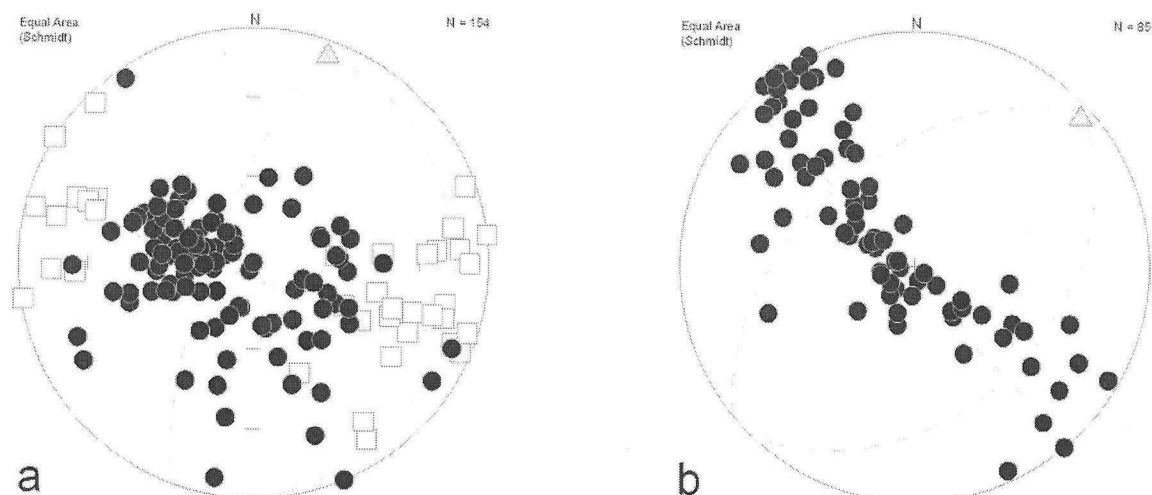
¹Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; jiri.otava @ geology.cz

²Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; 176111 @ mail.muni.cz

Geologická situace a stručná historie výzkumu

Oblast zájmu a měření zahrnuje devon macošského souvrství, dále devon–karbon líšeňského souvrství Moravského krasu a spodní karbon březinského a rozstáňského souvrství Dražanské vrchoviny. Hlavní díl strukturních měření probíhal podél stratigrafického profilu Křtinským údolím, tedy přes býčískalský a ochozský cyklus (Hladil, 1983) a v širším okolí Jedovnic v rozstáňském souvrství.

Ze strukturního pohledu byly tyto oblasti souborně zpracovány již v šedesátých letech dvacátého století (Dvořák – Pták 1963). K překvapivým zjištěním patří, že tyto autoři mají výrazně vyšší počet měření tzv. příčné kliváže, nežli osní kliváže. Detaily stavby devonských šupin na brněnském masivu v těsném západním okolí studovaného území se zabývali Rez – Melichar 2002.

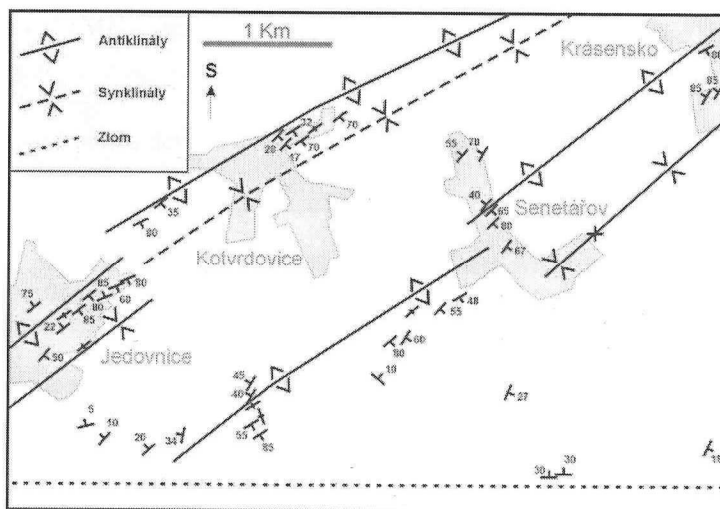


Obr. 1: Orientace vrstevnatostí (plné kroužky) a kliváží (prázdné čtverečky) ve vápencích (a) a v kulmských horninách (b) na listu Jedovnice 24-411. Šedé trojúhelníky vyjadřují orientaci osy stavby. Lambertova rovnoplochá projekce na spodní polokouli.

Tektonika

Z dosavadních výsledků geologického mapování na listu Jedovnice 24–411 lze dedukovat, že vrásy ve vápencích mají víceméně strmě orientovanou osní plochu, která probíhá ve směru SSV–JJZ a uklání se k ZSZ. S touto plochou je paralelní osní kliváž (obr. 1a). Z diagramů vyhotovených z kompasových měření je patrné, že osa stavby je ve vápencích na západě listu orientovaná ve směru JJZ–SSV (generelně 19/8, viz obr. 1a), zatímco v kulmských sedimentech ve východní části listu je stočena poněkud východněji do směru JZ–SV (generelně 48/3, viz obr. 1b). Postupné stáčení stavby ze ssv. směru směrem k východu souvisí se vzdalováním od moravskoslezské střížné zóny.

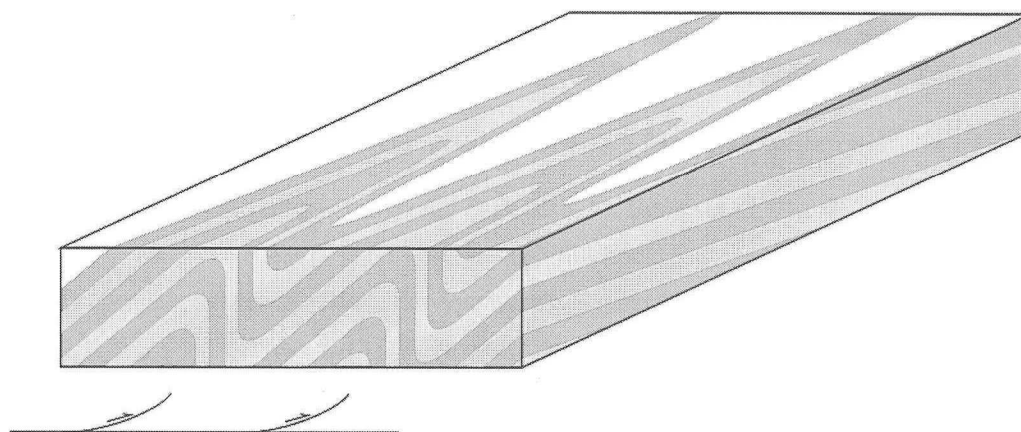
Zatím lze detailněji nastínit stavbu v kulmu v sv. části listu Jedovnice, kde je k dispozici dostatečná hustota dokumentačních



Obr. 2: Schematická strukturální mapa severovýchodního okraje listu Jedovnice 24–411 s vyznačenými orientacemi vrstevnatosti a průběhy stop osních ploch v kulmských sedimentech.

bodů a tektonických údajů (obr. 2). Byly rozpoznány velké asymetrické vrásy o vlnové délce 1,5 až 2 km, které mají jihovýchodní vergenci. K západu ukloněná ramena mají střední sklony, východní ramena jsou vertikální, popř. mírně překocená. Osy těchto velkých vrás jsou ukloněny pod úhlem 3° k SV (při azimutu sklonu 48°). Schématicky je tato stavba znázorněna na blokdiagramu na obr. 3. Obdobná stavba byla zjištěna také severněji, a to ve střední části Dražanské vrchoviny v okolí Stínavy, kde mají osy vrás i obdobný směr SSV–JJZ (Chadima –Melichar 1998).

Na základě geometrie těchto vrás lze předpokládat, že tyto asymetrické vrásy vznikly mechanismem zlomové propagace a nutně tedy souvisí se slepými násunými v jejich jádrech. Uvedená vrásová stavba byla následně postižena zlomy směru V–Z, které v důsledku vleku otáčejí vrstevnatosti a kliváže do anomálního směru V–Z.



Obr. 3: Blokdiagram nastiňující tektonickou stavbu v kulmských sedimentech. Osa vrás je ukloněna pod úhlem asi 3° směrem k SV. Šířka blokdiagramu je cca 2,5 km.

Jednou z tektonicky složitých partií na listu Jedovnice je výskyt devonských hornin u Adamova, přes které byly přesunuty horniny brněnského masivu během dvou postupně navazujících tektonických fází. Tyto tektonické pohyby lze zřejmě spojit s pohyby podél moldanubického nasunutí, kdy se západní kra pravostranně přesmykla směrem na východ (Rez – Melichar 2002). Během následující vertikální komprese došlo k tlakovému rozpuštění karbonátů, které se na tomto území mohly zachovat pouze tam, kde byly orientované do strmé polohy, a tudíž se nerozpustily úplně.

Mezi zajímavá zjištění patří to, že se na listu Jedovnice směrem od severu k jihu mění i úklon osy stavby. V severní části listu je osa stavby ukloněná směrem k SSV až SV, zatímco u Adamova se již uklání směrem k JZ (Rez – Melichar 2002). Změnu orientace osy stavby lze dávat do souvislosti s nakláněním ker v důsledku alpínské komprese (Melichar – Kalvoda 1997).

Literatura

- Dvořák, J., Pták, J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. Sbor. geol. Věd., Geol., 3, 49–84. Praha.
- Hladil, J. (1983b): Cyklická sedimentace v devonských karbonátech macošského souvrství. Zemní plyn a nafta, 28, 1, 1–14. Hodonín.
- Chadima, M., Melichar, R. (1998): Tektonika paleozoika ve střední části Dražanské vrchoviny. Přírodovědné studie muzea Prostějovska. 1, 39–46. Prostějov.
- Rez, J., Melichar, R. (2002): Tektonika výskytu devonu u Adamova. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001, 9, 57–61. Brno.
- Melichar, R., Kalvoda, J. (1997): Strukturně-geologická charakteristika němčicko-vratíkovského pruhu. Sborník II. semináře České tektonické skupiny, 51–52. Ostrava.

NOVÉ MINERALOGICKÉ A GENETICKÉ POZNATKY O PRIMÁRNÍ ŽILNÉ ZLATONOSNÉ
MINERALIZACI V PROSTORU VYSOKÁ HORA/HLÁSKA (ANDĚLSKOHORSKÝ RUDNÍ REVÍR)Zdeněk Dolníček¹, Bohuslav Fojt², Miroslav Nepejchal³¹Katedra geologie Univerzity Palackého, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc;

dolnicek@prfnw.upol.cz

²Ústav geologických věd Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37 Brno; fojt@sci.muni.cz³Žižkova 8, 787 01 Šumperk; miroslav.nepejchal@pramet.com

V roce 2011 byla detailně ovzorkována dvě omezeně přístupná důlní díla v severovýchodní části andělskohorského rudního revíru – štola s dobývkou bezprostředně u kóty Vysoká hora (1031 m n.m.) a úpadní šachtice poblíž kóty Hláška (925 m n.m.) v katastru obce Ludvíkov. Na obou lokalitách byly starými horníky sledovány čočkovité křemenné žíly, sdružené do rojů, o celkové mocnosti několika decimetrů, výjimečně i metrů. Jejich směr (SV–JZ), kosý k průběhu foliace hostitelských sericitových fylitů vrbenské skupiny, je shodný s historickými údaji Mohra (1939) i s nákresy situací paralelních rudních tahů v širším území revíru Suchá Rudná (Novák 1978, Aichler et al. 1990) a skicou oblasti v textu k „Hornické naučné stezce“ Večeři a Večeřové (2007).

Již pouhým okem viditelné *zlatinky* (běžně o velikosti kolem 0,0X mm, ojediněle 2–3 mm, největší zjištěný plíšek - 4,5 mm) obsahují podle výsledků WDX analýz 7–16 hm. % stříbra a vyskytují se jednak v podobě plíšků v puklinách křemene a nepravidelných „keřičcích“ v mikrodutinkách na korodovaných křemenných krystalcích, jednak v červíčkovitých a žilkovitých agregátech ve zcela limonitizovaném karbonátu (Fe-dolomitu až ankeritu). V žilách se vyskytuje nehojný *pyrit* (výjimečně i s drobným zlatem), běžně také *rutil*, místy i částečně rutilizovaný *ilmenit*. V jednom exempláři byl ve šlichovém koncentrátu zjištěn dosud blíže neurčený *Fe/Co/Ni-sulfoarzenid*.

Fluidní inkluze byly studovány ve dvou vzorcích žilného křemene z lokality Vysoká. Sekundární inkluze, situované na průběžných řádcích, obsahují vodný roztok (bez CO₂), s Th mezi 120–230 °C a salinitami 1,4–8,4 hm. % NaCl ekv. Primární inkluze se vyskytují jako solitérní nebo ve shlucích uprostřed křemenných zrn. Velmi hojné jsou primárně-sekundární inkluze, rozmístěné podél neprůběžných krátkých řádků. Primární inkluze jsou za pokojové teploty dvoj- až trojfázové (typ CO₂-H₂O) s velmi kolísavými poměry fází (20–100 % CO₂-bohaté fáze). PS inkluze častěji obsahují pouze CO₂ fázi; vodná fáze nebývá viditelná. Teploty parciální homogenizace CO₂ fáze kolísají mezi -5,6 a +29,1 °C (vždy na kapalinu). Teploty tání pevného CO₂ (-56,7 až -59,7 °C) nasvědčují spolu s teplotami tání klatrátu (+7,1 až +11,4 °C) příměsi metanu v nevodné fázi (1–11 mol. %). Salinita vodného roztoku nepřevyšovala 6 hm. %. Teploty celkové homogenizace inkluzí jsou velmi variabilní, inkluze s minimálním obsahem nevodné fáze homogenizují za teplot 221–325 °C. Petrografická situace nasvědčuje zachytávání primárních a primárně-sekundárních inkluzí za podmínek částečné nemísivosti H₂O a CO₂, za teplot cca 220–320 °C a tlaků cca 500–2000 bar.

Detailnější rozbor zjištěných PT-podmínek ukazuje, že pro obě krajní teploty (220 i 320 °C) jsou maximální indikované tlaky vždy přibližně trojnásobkem minimální velikosti tlaku pro tutéž teplotu. Tento jev je obvykle v literatuře vysvětlován kolísáním mezi tlakem litostatickým (maximální hodnoty) a hydrostatickým (minimální hodnoty). Proces formování žil v takových situacích obvykle odpovídá mechanismu crack-seal (Huraiová et al. 2002). Uvedené interpretace by dobře odpovídaly i našim pozorováním – výrazné kolísání tlaku může být jednak příčinou krystalizace četných minerálních fází (rozpuštěnost minerálních fází ve fluidech závisí na tlaku či obsahu těkavých komponent ve fluidech), dále dobře vysvětluje heterogenní charakter fluidní fáze a v neposlední řadě řeší vznik mikrotrhlin nutných pro zachycení hojných primárně-sekundárních inkluzí.

Mineralogické poměry, složení fluid i získané PT-podmínky nasvědčují formování dané mineralizace v průběhu pozdních fází metamorfního přepracování hostitelského horninového prostředí během variské orogeneze. Naše výsledky jsou plně srovnatelné s údaji, které pro žilkovité zlatonosné mineralizace (autory interpretované jako metamorfně mobilizované) z prostoru jižní části andělskohorského revíru získali Aichler et al. (1990) a Ďurišová (1990).

Literatura:

- Aichler, J., Fojt B., Cháb, J., Kvaček, M., Novotný, P., Orel, P., Vaněček, M. (1990): Zlatonosná mineralizace na lokalitě Suchá Rudná v Jeseníkách. – Sbor. Geol. Věd, lož. geol. mineral., 29, 79-107.
- Ďurišová, J. (1990): Charakteristika nerostotvorného prostředí na vybraných lokalitách Jeseníků na základě studia fluidních inkluzí. – Sbor. Geol. Věd, lož. geol. mineral., 29, 167-186.
- Huraiová, M., Hurai, V., Slobodník, M. (2002): Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. – MU Brno a UK Bratislava
- Mohr, H. (1939): Gold und Goldbergbau in Schlesien. – Mont. Rundsch., 31, 8/9, 21-36.
- Novák, J. (1978): Andělskohorský rudní revír – báňsko-historická studie. MS, Geol. Průzk. Ostrava.
- Večeřa, J., Večeřová, V. (2007): Vysoká – Hláška. Hornická naučná stezka. Česká geol. služba Praha.

FLUIDNÍ INKLUZE V PRIMITIVNÍCH TURMALINICKÝCH PEGMATITECH Z LOMU BORY U VELKÉHO MEZÍŘÍČÍ (STRÁŽECKÉ MOLDANUBIKUM) - PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY**Alena Fuksová¹, Zdeněk Dolníček¹**¹Katedra geologie PŘF UP, 17 listopadu 12, 771 46 Olomouc; fuksovaa@centrum.cz

Lom Bory se nachází v severní části borského granulitového masivu (cca 6 km na S od Velkého Meziříčí). Borský granulitový masiv představuje těleso protáhle čočkovitého tvaru (směru VSV-ZJZ), uložené konformně v biotitických, místy cordieritických rulách. Lom je založen v granulitech s foliací uklánějící se na SZ (Kotková et al. 2003), které proráží několik typů pegmatitů. Nejčastěji se jedná o primitivní turmalínové pegmatity a subabysální cordieritové pegmatity, méně pak o primitivní fosfátové pegmatity (Novák 2005) a pegmatity s bezvodými borosilikáty (Cempírek et al. 2010).

Primitivní turmalinické pegmatity mají s okolní horninou ostré kontakty, často bývají zonální – výrazná byla hlavně bloková zóna tvořená křemenem a živci, další je grafická zóna tvořená převážně turmalínem a křemenem, méně živci, muskovitem a apatitem. Makroskopicky dosahovaly sloupce turmalínu velikosti až 10cm. Ve výbruse v PPL byl turmalín jasně barevně zonální (hnědý až oranžový), místy se vyskytovala i sektorová zonálnost, naopak v obraze BSE už byla zonálnost méně patrná, téměř minimální. Turmalín z grafické zóny byl analyzován pomocí WDX mikroanalýzy a na základě klasifikačních diagramů Hawthorna a Henryho (1999) spadá převážně do skupiny alkalických turmalínů. Vvynesím do diagramu Fe/(Fe+Mg) v Y pozici proti vakanci v X pozici spadají do pole dravitu, jedna analýza spadá na rozhraní polí dravit - magneziofoitit.

Fluidní inkluze byly studovány ve dvou minerálech – v křemeni a v turmalínu z grafické zóny. Křemen byl velmi bohatý na fluidní inkluze. Nejčastěji se vyskytovaly sekundární inkluze uspořádané v řádcích protínajících celá zrna a uspořádané v trojrozměrné dispozici. Velké sekundární inkluze (20-30 μm) měly nejčastěji nepravidelný, či měňavkovitý tvar s četnými výběžky, drobné inkluze byly oválné. Přebívaly dvoufázové (L+V) inkluze, kde plynná složka zaujímala do 20% objemu inkluze, dále jednofázové průhledné nebo neprůhledné inkluze, u nichž nebylo možné stanovit fázové složení. Méně se objevovaly třífázové inkluze se dvěma kapalnými složkami a plynnou fází (L1+L2+V), plyn zaujímal do 10% (nejedná se o CO₂) objemu inkluze. Primárně-sekundární fluidní inkluze hojně vytvářely drobné řádky uvnitř zrna, které nedosahovaly až na jeho okraj. Tyto inkluze mají protáhlý, oválný, místy nepravidelný tvar, jenž se směrem k jednomu okraji ztenčoval. Jejich velikost byla 20-25 μm, vyskytovaly je hlavně dvoufázové (L+V, V<15 obj. %) inkluze. Primární inkluze tvořily shluky drobných izometrických, okrouhlých či oválných inkluzí (velikost 10-20 μm) uvnitř zrna, které byly v trojrozměrné distribuci. Primární inkluze byly převážně dvoufázové (L+V), méně pak třífázové s vodným roztokem a kapalným i plynným CO₂ a jednofázové obsahující pouze CO₂.

Dvoufázové inkluze (L+V) obsahující vodné roztoky vykazují široký rozsah teplot homogenizace mezi 157 až 286 °C, při ochlazování inkluze zamrzají v rozmezí -38 až -69 °C, jako poslední taje led při -2,1 až -20,8 °C, což indikuje široký rozsah salinit mezi 3,5 a 22,2 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993). Třífázové inkluze (L1+L2+V) a dvoufázové inkluze obsahovaly CO₂ v plynné i kapalně fázi, tyto inkluze zamrzaly při teplotách -92 až -99 °C, teplota eutektika u inkluze s vodným roztokem byla změřena -34,7 °C, což indikuje systém H₂O-FeCl₂, nebo H₂O-NaCl-MgCl₂. Tání CO₂ probíhalo v rozmezí -54 a -60 °C, parciální homogenizace CO₂-fáze (vždy na kapalně CO₂) proběhla mezi 9,5 až 31,5 °C. V inkluzích, které kromě CO₂ obsahovaly i vodné roztoky, byla naměřena teplota tání klatrátu v rozpětí 5,3 a 9,4 °C, což odpovídá salinitě 1,2 až 8,6 hm. % NaCl ekv. (Bozzo et al. 1973), tyto inkluze vykazovaly teploty celkové homogenizace od 142 do 262 °C.

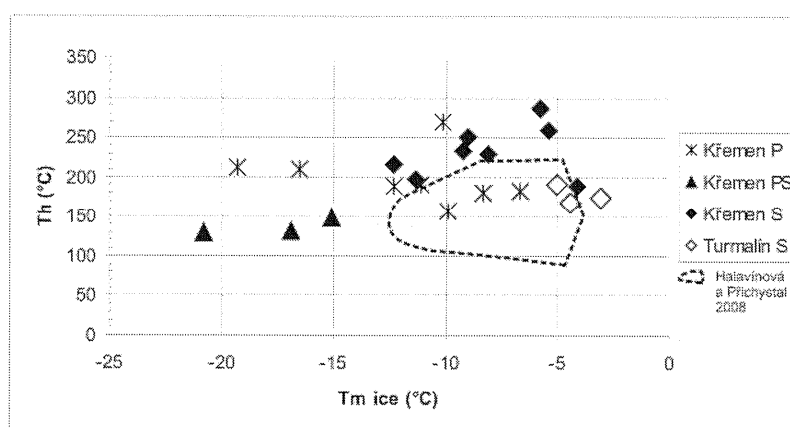
Turmalín obsahoval podstatně méně inkuzí než křemen, inkluze byly drobné, nepravidelné a tenké. Většina inkuzí patří taveninovým inkuzím, které obsahovaly čiré nebo rekrystalizované sklo a plynnou fázi. Sekundární dvoufázové (L+V) inkluze vodných roztoků zamrzaly při -39 °C, teplota eutektika byla zachycena při -36,8 °C což poukazuje na systém H₂O-NaCl-FeCl₂ či H₂O-NaCl-MgCl₂, poslední led taje při -3,0 až -5,1 °C, což odpovídá rozsahu salinit 5,0 až 7,8 hm.% NaCl ekv. (Bodnar 1993). Inkluze tohoto systému homogenizují při teplotách 167 až 190 °C.

Z diagramu teplot tání ledu vs. teplot homogenizací dvoufázových L+V inkuzí vodných roztoků (obr. 1) lze vyvodit, že v případě primárně sekundárních a sekundárních inkuzí v křemenu mohlo dojít k mísení dvou typů fluid, jednoho roztoku výše salinního a nízkoteplotního, naopak druhý roztok byl níže salinní a vysokoteplotní. U sekundárních inkuzí z turmalínu lze předpokládat (malý počet dat) vznik z jednoho homogenního fluida.

Získaná data byla porovnána s dostupnými publikovanými údaji o fluidních inkuzích jednak z lomu Bory (Cempírek et al. 2010, Navrátilová 2011), jednak z blízkého okolí (Halavínová a Přichystal 2008).

V křemenu v pegmatitu bohatém na bezvodé borosilikáty byly popsány fluidní inkluze (Cempírek et al. 2010) obsahující CO₂ s menší příměsí CH₄ nebo N₂, které vykazovaly teploty homogenizace CO₂ fáze 12,9-21,9 °C a nízké teploty tání pevného CO₂ -58,2 až -59,2 °C. Dále dvoufázové (L+V) inkluze s vodným roztokem a nízkou salinitou (3,3-6,4 hm. % NaCl ekv.), jejich teplota homogenizace se pohybovala od 287 °C do 365 °C. Také se zde vyskytoval systém Na-Ca-Cl se salinitou kolem 12 hm.% NaCl a teplotou homogenizace od 148 °C do 164 °C. Inkluze s CO₂ jsou termometrickými parametry velmi podobné inkuzím z turmalinického pegmatitu, mohlo by jít pravděpodobně o stejný původ fluid. Vodné inkluze představují níže salinní systém v porovnání s námi studovaným turmalinickým pegmatitem.

Fluidní inkluze byly v lomu Bory studovány také v křemenných žilách, protínající granulity (Navrátilová 2011). Tyto inkluze zahrnovaly systémy H₂O-NaCl±CO₂ s různým zastoupením jednotlivých fází (L+V, L1+L2+V, L+V+S). Na rozdíl od křemenných žil, v inkuzích křemene turmalinického pegmatitu nebyly pozorovány žádné pevné fáze. Na rozdíl od námi studovaného pegmatitu se v křemenných žilách objevovaly i záporné hodnoty teploty tání klatrátu, teploty celkových homogenizací měly obrovský rozptyl od 79 do 485 °C, v našem případě nejvyšší teploty homogenizace dosahovala pouze 286 °C. Lze usoudit, že část fluid by mohla mít podobný původ.



Obr. 1: Diagram Th/Tm ice pro dvoufázové L+V inkluze vodných roztoků.

Ve Skleném nad Oslavou a Rousměrově byly studovány fluidní systémy z křišťálů z deluviálních sedimentů (Halavínová a Přichystal 2008). Fluidní inkluze obsahovaly komplexní vodné roztoky $H_2O-NaCl\pm CaCl_2\pm KCl\pm FeCl_2\pm MgCl_2$ se salinitou 7,4 až 16,3 hm. % NaCl, teploty homogenizace jsou podobné homogenizaci v primárních křemenných inkluzích v turmalinickém pegmatitu (obr. 1), mohlo by se tedy jednat o obdobný původ fluid.

Poděkování

Studium fluidních inkluzí v lomu Bory je součástí projektu IGA UP PrF/2011/010 „Fluidní systémy moldanubika“.

Literatura

- Bodnar, J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of $H_2O-NaCl$ solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683-684.
- Bozzo, A. T., Chen, J. R., Barduhn, A. J. (1973): The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide. – In: Delyannis A, Delyannis E. (eds.), 4th International Symposium on Fresh Water from Sea, 3, 437-451.
- Cempírek, J., Novák, M., Dolníček, Z., Kotková, J., Škoda, R. (2010): Crystal chemistry and origin of grandierite-ominelite and associated borosilicates from Bory Granulite, Czech Republic. – *Am. Mineral.*, 95, 1533–1547.
- Halavínová, M., Přichystal, A. (2008): Fluid inclusion characteristics of rock crystal sources from the Bohemian-Moravian Highlands. – In: Přichystal A., Krmíček L., Hlavínová M. (eds.): Petroarchaeology in the Czech Republic and Poland at the beginning of the 21st century, 67-73. Vyd. Ústav geologických věd PřF MU a Moravské zemské muzeum
- Hawthorn, F.J., Henry, D.J. (1999): Classification of the minerals of the tourmaline group. – *Eur. J. Mineral.*, 11, 201-216.
- Kotková, J., Novák, M., Povondra, P. (2003): Horní Bory near Velké Meziříčí. – Field trip guidebook LERM 2003, 47–51, Brno.
- Navrátilová, P. (2011): Studium fluidních inkluzí v křišťálech z území Dolních Borů a Cyrilova. – Diplomová práce. Masarykova univerzita, Brno.
- Novák, M. (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 90, 3–74. Brno.

VÝCHOZ KARBONU NA HLADOVÉM VRCHU U HOŠŤÁLKOVIC

Jakub Jirásek¹, Lada Hýlová², Jiří Wlosok³, Martin Sivek⁴

¹Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33, Ostrava-Poruba; jakub.jirasek@vsb.cz

²Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; lada.hylova@upol.cz

³Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33, Ostrava-Poruba; jiri.wlosok.st@vsb.cz

⁴Institut geologického inženýrství, Hornicko-geologická fakulta, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15/2172, 708 33, Ostrava-Poruba; martin.sivek@vsb.cz

Úvod

Ačkoliv petřkovické vrstvy (namur A) v české části hornoslezské pánve (dále jen ČHP) jsou litostratigrafickou jednotkou s nejlepšími přírozenými i umělými výchozy z celého ostravského souvrství, byla dosud těmto výchozům, s výjimkou skalního defilé na vrchu Landek, věnována velmi malá pozornost. Je to dáno zejména tím, že informace z vrtného průzkumu a důlních děl poskytují daleko ucelenější pohled na tuto vrstevní jednotku. Přesto jsme se rozhodli k revizi výchozů v okolí Hladového vrchu u Ostravy-Hošťálekovic, které jsou tradičně řazeny ke spodní části petřkovických vrstev. Jde totiž o území, na kterém se vyskytuje přechod ze spodnokarbonských neproduktivních

mořských sedimentů kulmu do svrchnokarbonských uhlonosných paralických sedimentů petřkovických vrstev jako báze ostravského souvrství.

Problematika kontaktu uhlonosného a neuhlonosného karbonu v západní části hornoslezské pánve byla řešena v několika obdobích. Jednalo se zejména o období mezi lety 1910 a 1935, kdy se tvořily začátky litostratigrafického členění sedimentární výplně hornoslezské pánve. Druhá vlna zájmu o toto téma přišla v padesátých a šedesátých letech 20. století, kdy byl na západním okraji české části hornoslezské pánve (dále jen ČHP) realizován rozsáhlý vrtný průzkum. Ani v jedné etapě však nebyly získané výsledky podrobeny kritické analýze a syntéze, protože uvedený stratigrafický úsek nemá na rozdíl od uhlonosné části svrchnokarbonských sedimentů téměř žádný ekonomický význam.

Lokalizace

Staré lomy na Hladovém vrchu (253,1 m n. m.) se nacházejí přibližně 1 km jihozápadně od ostravské městské části Hošťálkovic. Největší lom byl původně pravděpodobně dvouetážový a byl otevřený od vrcholu návrší směrem k jihovýchodu k řece Opavě. Z jeho historie je zatím jasné jen to, že byl činný začátkem 20. století, kdy byli majiteli rytířského statku Hošťálkovic, do nějž náležel i popisovaný lom, Rothschildové. Jim byl statek v roce 1919 vyvlastněn.

Geologie Hladového vrchu a okolí

Výchozy na Hladovém vrchu poprvé zmiňuje Bartonec (1912), který na bázi zdejší uhelné slojky umísťuje rozhraní kulmu a produktivního karbonu. Podle Michaela (1913) pískovce u Hošťálkovic odpovídají golonogskému pískovci, který považuje za spodnokarbonský a řadí ho ke hlučinským vrstvám. První přiřazení „bezeslojného pískovce pod nejspodnější slojovou skupinou“ (viz Stur 1875-77, Jičínský 1885) ke spodním ostravským vrstvám namísto ke kulmu publikoval Dannenberg (1915). Petrascheck (1928) pískovce v hošťálkovickém lomu situuje do produktivního karbonu pod nejnižšími slojemi. S jeho názory souhlasí i mapa Patteiského (1929).

V poválečné době Malán (1954) řadí hošťálkovické pískovce ke spodní části petřkovických vrstev a charakterizuje je po petrografické stránce. Podle něj jde o bělavé až narůžovělé hrubozrnné pískovce s křemitým tmelem střídané občasnými málo mocnými bělavými břidličnými proplásky.

Hokr (1955) zdejší horniny popisuje jako středně až hrubě zrnité pískovce s vysokým podílem živců. Místy pískovce obsahují zaoblené úlomky podložních pelitů. Obsahují drobné, obvykle dobře zachované rostlinné úlomky a často mají písčitou příměs. Dále uvádí výskyt nespecifikovaného množství uhelných slojek několikacentimetrové mocnosti s nízkou popelnatostí a stigmariiovými půdami. Paleontologicky nedokázal výchozy pro nedostatek vřdčích fosilií zařadit. Přesto zavádí nový pojem „hošťálkovické vrstvy“ pro sedimenty mezi kyjovickými vrstvami a bázi sloje Čeněk (tj. pro tzv. bezeslojové pásmo na bázi petřkovických vrstev) a hošťálkovický lom stanovuje za jejich „typickou“ lokalitu. K těmto vrstvám počítá „celé přechodní souvrství od base prvé prokazatelné kontinentální vrstvy, příp. od base prvé pískovcové vrstvy typu hošťálkovického lomu.“

Roku 1962 publikoval Havlena krátké sdělení, ve kterém ze svých sběrů z lomu jako první popsal rostlinné zbytky. Na základě hojné přítomnosti druhu *Lyginopteris fragilis* a analogie s důlním vrtem na dole Ed. Urx I jako zatím jediný nám známý autor připouští možnost, že vrstvy odkryté lomem mohou být v podloží Štúrova mořského patra.

O několik let později Purkyňová (1966) na základě analogie s rýhami provedenými v Ludgeřovickém lese usuzuje, že v lomu jsou opravdu odkryté sedimenty spodní části petřkovických vrstev. Určila také zbytky flóry z lomu jak ze svých, tak ze Šustových sběrů, které nebyly publikované dříve. Jde o posílení nám známou práci, která se lomu týkala.

V roce 1966 byl přibližně 300 m od vrcholu Hladového vrchu dovrtnán vrt Hošťálkovic Ho-1 (Burel et al. 1966). Jeho konečná hloubka byla 375,90 m. Ústí vrtu je 41 m a strop navrtného karbonu pak 50 výškových metrů pod vrcholem Hladového vrchu, takže údaje z něj mohou být použity pro interpretaci geologické pozice výchozů v lomu. Interpretace vrtu byla provedena zejména na základě fyto a zoopaleontologie a litologie a bohužel nebyla zcela jednoznačná. I když navrtné vrstvy měly úklon většinou kolem 10 až 15°, především na základě paleontologických závěrů v nich bylo interpretováno několik významných zlomů. Ty měly vysvětlit střídání petřkovických vrstev (9,50 až 92,0 m, 234,50 až 276,00 m a od 305,90 až po počvu vrtu) s vrstvami kyjovickými (92,00 až 234,50 m a 276,00 až 305,90 m). Pro řešení dané situace měly tyto poruchy mít výšky skoku 90 a 140 m. Vrt zachytil 14 mořských a 4 sladkovodní horizonty. Z vrtu pocházelo 48 vzorků makrofauny, velmi často

přeplavené a špatně zachované. V celém profilu měla jednotný ráz. Na základě nálezů *Lyginopteris stangeri* se E. Purkyňová domnívala, že se nemůže jednat o Štúrovo mořské patro ani o kyjovické vrstvy, ale o spodní část vrstev petřkovických. Po litologické stránce vrt Ho-1 obsahuje dvě polohy s převládajícími pelity a tři úseky s převahou pískovců. Vrt navrtal přibližně 23 uhelných slojek o mocnosti do 0,5 m, v řadě případů s vyvinutými stigmariovými půdami v podloží. Autoři textové zprávy k vrtu Ho-1 předpokládali, že svrchní hranice mořského patra Štúra na povrchu probíhá 600 až 700 m západně od vrtu Ho-1.

Diskuze & závěr

Na základě literární rešerše se ukazuje, že geologická situace lomu na Hladovém vrchu je komplikovanější, než jednotliví autoři připouštěli. Naprostá většina prací vrstvy v lomu řadí k bazální části petřkovických vrstev mezi skupinu faunistických horizontů Štúra a sloj Čeněk (011). Východiskem pro toto zařazení jsou zejména litologie a fytopaleontologie. Při dnešních znalostech o charakteru podloží sloje Čeněk i přechodu kyjovických vrstev do petřkovických, které byly zpřesněny zejména při novějším průzkumu dobývacích prostorů dolů Paskov a Staříč, se přiřazení k produktivnímu karbonu zdá velmi nejisté.

Naopak při použití údajů z hošťálkovického pole dolu Šverma (např. DPB 1982), které k lokalitě těsně přiléhá a jejichž novou analýzu autoři tohoto příspěvku provedli, se zdá příslušnost odkryvu na Hladovém vrchu k petřkovickým vrstvám nepravděpodobná. Daleko pravděpodobnější je, že se zde jedná o písčité vývoj neproduktivního karbonu pod skupinou faunistických horizontů Štúra, která je v české části hornoslezské pánve hranicí mezi kulmem a ostravským souvrstvím.

Definitivní závěry bude možno učinit až po nové analýze strukturně tektonických poměrů okolí, reinterpetaci floristických nálezů a interpretaci nových faunistických nálezů z lomu, na které náš kolektiv v rámci širšího výzkumu spodní hranice paralické molasy hornoslezské pánve v současnosti pracuje.

Literatura

- Bartonec, F. (1912): Über die weitere Umgebung des mährisch-schlesisch-polnischen Kohlenbeckens. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, Jg. 14, s. 185-190, 203-205, 221-222.
- Burel F. (ed.) (1966): Závěrečná zpráva úkolu kuhl 6/1b. MS, Geologický průzkum, n.p., Ostrava.
- Dannenberg, A. (1915): Geologie der Steinkohlenlager, Erster Band. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- DPB (1982): Výpočet zásob dolu Jan Šverma, k.p. Ostrava, k 1.1.1982. MS, OKR, Důlní průzkum a bezpečnost Paskov, Ostrava.
- Havlena, V. (1962): Fossilní flóra z lomu od Hošťálkovic u Ostravy. Přírodovědný časopis slezský, roč. 23, č. 1, s. 14.
- Hokr, Z. (1955): Hranice uhlonosnosti hornoslezské pánve v okolí Ostravy na základě dosavadních výsledků geologického výzkumu. Přírodovědecký sborník Ostravského kraje, roč. 16, s. 480-505.
- Jičínský, W. (1885): Monographie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevieres. Berg- und Hüttenmännischen Vereine, Teschen.
- Malán, O. (1954): O možnostech petrografického rozlišení bíloveckého, hlučinského a petřkovického souvrství ostravské části hornoslezské pánve. Sbírká prací výzkumných ústavů, Řada F – Práce Ústavu pro průzkum uhelných ložisek, Publikace č. 3, Státní nakladatelství technické literatury, Praha.
- Michael, R. (1913): Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Abhandlungen der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, Hf. 71, s. 1-415.
- Patteisky, K. (1929): Die Geologie des variskischen Gebirges der Ostsudeten. Sborník Státního geologického ústavu Československé republiky, roč. 1928-1929, sv. 8, s. 31-74.
- Petrascheck, W. (1928): Die Kohlenreviere von Ostrau-Karwin-Krakau. Zeitschrift der Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Vereins, s. 5-10.
- Purkyňová, E. (1964): Nové poznatky o výchozu petřkovických vrstev západně od Ostravy. Časopis pro mineralogii a geologii, roč. 9, č. 3, s. 327-328.
- Stur, D. (1875-77): Beiträge zur Kenntnis der Flora der Vorwelt. Bd. I, Die Culm-Flora. Abhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt., Bd. 8, s. 1-366.

MINERALOGIE ŽELEZNÝCH RUD LEVÍNSKÉ ŠTOLY U CHABIČOVA

Jaroslav Kapusta¹, Jiří Zimák¹

¹Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc;
jaroslav.kapusta@gmail.com, zimak@prfnw.upol.cz

V okolí Šternberka a obcí Hlásnice, Chabičov, Krakořice a Řídeč v nejnižnější části šternbersko–hornobenešovského pruhu byly v první pol. 17. stol. a pak v 19. stol. intenzivně těženy železné rudy typu Lahn–Dill. S rozpadem Rakousko–uherské monarchie těžba skončila, avšak byla znovuobnovena během 2. světové války, kdy byly vytěženy poměrně velké objemy rud z ložisek u Řídeče (jámy Robert a Jiří–Hugo). V roce 1945 byly doly u Řídeče zatopeny vodou; pokusy o obnovení těžby v 50. letech 20. století nebyly úspěšné.

Mineralogické poměry na železnorudných ložiskách v nejnižnější části šternbersko–hornobenešovského pruhu jsou známy jen v hrubých rysech. Řadu údajů lze najít v pracích F. Kretschmera z prvních dvou desetiletí 20. století. Mineralogii železných rud z jámy Robert u Řídeče se zabýval Tauchman (1955). O revizi fylosilikátů popisovaných z těchto ložisek F. Kretschmerem se pokusil Zachař (1982). Druhý z autorů tohoto příspěvku je autorem několika článků o hydrotermální mineralizaci s turmalínem v prostoru železnorudných ložisek a o mineralogickém charakteru vybraných typů rud z ložiska Prokop u Šternberka a z Levínské štoly u Chabičova.

Levínská štola se nazývá podle osady Levín u Chabičova, někdy je označována jako štola Ottilie (Otýlie). Ústí štoly je na k. ú. Hlásnice a je situováno ve svahu nad pravým břehem Levínského potoka, cca 750 m jv. od středu obce Chabičov. Štola byla ražena směrem SZ, její celková délka je 643 m a prochází pod důlními měrami Willengottes a Ottilie až pod jižní okraj Chabičova. Štolou bylo zastíženo i rudní těleso vystupující v důlní míře Albert a také rudní těleso Eduard (Krestchmer 1917). Těžební činnost na Levínské štolě byla ukončena v 20. letech 20. stol. V současnosti je tato štola využívána jako vodárenský zdroj. Pozůstatkem po ražbě štoly jsou haldy před jejím ústím, zasahující až k Levínskému potoku. Zčásti byly haldy aplanovány; haldový materiál byl využit i ke zpevnění lesní cesty vedoucí od ústí štoly k silnici do Dolního Žlebu. V období 1977 až 2011 byl z hald a ze zmíněné cesty získán materiál, na jehož základě bylo možno provést mineralogické zhodnocení hlavních typů železných rud v rudních tělesech zastížených Levínskou štolou (Zimák a Vávra 1998, Kapusta 2011).

Rudy nalezené na haldě Levínské štoly lze podle kritérií uváděných např. Skácelem (1966) rozdělit na dva základní typy: kyselé rudy a bazické rudy.

Fragmenty kyselých rud jsou nápadné přítomností cihlově červeného jaspilitu, v němž jsou místy i velké nepravidelné agregáty složené z hematitových šupinek i téměř dokonale omezených tabulek hematitu, provázených převážně hypautomorfními individui magnetitu o velikosti do 1 mm. Při studiu výbrusů byla zjištěna přítomnost šupinek chloritu, jehož optické vlastnosti odpovídají chamositu, a také ojedinělého muskovitu. V rudě jsou místy vtroušena zrna pyritu. Trhliny v popisovaných rudách jsou vyplněny křemen–kalcitovými žilkami s chloritem a někdy i hematitem, které často vykazují stavbu charakteristickou pro syntecktonické vláknité žíly.

Mezi fragmenty rud nalezenými v prostoru studované lokality převažují bazické rudy, a to i přesto, že jsou méně nápadné než rudy kyselé. Bazické rudy zde mají zelenočernou až černou barvu, jejich dominantní složkou jsou fylosilikáty. V některých vzorcích jsou výrazné žilky tvořené šedobílým kalcitem, jenž je provázen jemně šupinkovitými agregáty šedozeleného chloritu, jindy šupinami nebo i většími tabulkami černého stilpnomelanu. Na základě nerostného složení lze na lokalitě rozlišit tři typy bazických rud: a) stilpnomelanové rudy, b) stilpnomelan–karbonátové rudy a c) chloritové rudy.

Mezi prvními dvěma typy bazických rud existují plynulé přechody. Hlavní složkou těchto rud je vždy stilpnomelan, jenž je provázen v různém množství karbonáty. Stilpnomelan v těchto rudách tvoří drobné šupinky nebo i větší tabulky s vysokým stupněm automorfie (ve výbrusech jsou časté lištovité automorfní průřezy). Stilpnomelan vždy vykazuje výrazný pleochroismus, jehož charakter je však velmi proměnlivý i v rámci jednoho vzorku, a to i při obdobné morfologii a velikosti jednotlivých individuí. Tuto skutečnost lze snad vysvětlit oxidačním stupněm železa ve struktuře minerálu: výrazný pleochroismus od světle žlutohnědé po hnědočernou až černou odpovídá stilpnomelanu s dominantním

Fe^{3+} , ve struktuře stilpnomelanu s pleochroismem v zelené barvě lze předpokládat menší zastoupení Fe^{3+} . Nejlépe je tento fenomén pozorovatelný u vzorků stilpnomelanových rud s hydrotermálními kalcit–stilpnomelanovými žilkami: pleochroismus v odstínech zelené je typický pro stilpnomelan tvořící rudu, stilpnomelan žilek má pleochroismus v různých odstínech hnědé. V rámci studia tohoto typu rud byla zvýšená pozornost věnována stilpnomelanu, který tvoří přibližně kulovité útvary s koncentrickou stavbou. Velikost těchto útvarů dosahuje až přibližně 1 mm a jsou tvořeny až čtyřmi zónami, které se liší jak stavbou (způsobem uspořádání a též velikosti šupinek), ale především chemismem stilpnomelanu. Ve výsledcích WDX analýz se zásadně mění poměr Si : Al, přičemž směrem k okraji těchto agregátů obsah Al výrazně klesá.

Ve stilpnomelanových a stilpnomelan–karbonátových rudách jsou vždy v určitém množství přítomny karbonáty, z nichž nejhojnější je kalcit, běžné jsou karbonáty dolomit–ankeritové řady (pro malé rozměry zrn metodou WDX neanalyzovatelné), ve všech vzorcích byla WDX analýzami doložena přítomnost malého množství sideritu. Na složení rud se podílí i křemen (drobná xenomorfní zrna), místy chlorit klinochlor–chamositové řady (výsledky WDX analýz odpovídají chloritu při rozhraní thuringit/chamosit v klasifikaci Melky 1965). V rudách jsou přítomny i oxidické rudní minerály, zastoupené hlavně magnetitem (někdy jeho porfyroblasty mají jádro tvořené ulvöspinelem), méně hematitem, ilmenitem, případně i rutilem. V jednom ze vzorků byly zjištěny sulfidy: pyrit, chalkopyrit a zcela ojedinělý sfalerit (podle výsledků WDX analýz obsahující 4,23–5,94 hmot. % Fe a max. 0,07 hmot. % Cd).

Dominantní složkou chloritových rud jsou železem bohaté chlority, jejichž složení se pohybuje v blízkosti rozhraní thuringit/chamosit (klasifikace dle Melky 1965), v proměnlivém, avšak v obvykle jen malém množství jsou přítomny karbonáty (převážně kalcit), křemen a také stilpnomelan a někdy i muskovit. Typickou akcesorií těchto rud je ilmenit, často v podobě tabulek o velikosti do 0,4 mm (z výsledků WDX analýz lze za zajímavé považovat 0,22–0,24 hmot. % MnO , 0,07–0,11 hmot. % Nb_2O_5 a 0,11–0,12 hmot. % WO_3). Přítomen je i magnetit, hematit, pyrit a apatit. V jednom ze vzorků chloritových rud byl zjištěn allanit–(Ce), tvořící krátce sloupcovitá, téměř automorfní individua o velikosti až 0,1 mm (na některých průřezech je patrné dvojčatění). Kolem allanitu jsou v chloritu vyvinuty pleochroické dvůrky. Jde o první nález minerálu řady allanitu v rudách typu Lahn–Dill ve šternbersko–hornobenešovském pruhu.

Literatura

- Kapusta, J. (2011): Mineralogická charakteristika železných rud v okolí Chabičova. MS. Bakalářská práce. UP Olomouc. 57 stran.
- Kretschmer, F. (1917): Die erzführende Diabas– und Schalsteinzone Sternberg–Bennisch. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 24, 1–198. Berlin.
- Melka, K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – Věst. Ústf. Úst. Geol., 40, 23–27.
- Skácel, J. (1966): Železorná ložiska moravskoslezského devonu. Rozpr. ČSAV, Ř. MPV, 76, seš. 11, 3–59. Praha.
- Tauchman, J. (1955): Výzkum ložiska železných rud na jámě Robert v Řídeči. MS. Diplomová práce. UK Praha. 68 stran.
- Zachař, Z. (1983): Mineralogie chloritů železorných výskytů ve šternbersko–hornobenešovském pruhu. MS. Dipl. práce. PřF UJEP Brno.
- Zimák, J., Vávra, V. (1998): Monazit v silikátových Fe–rudách typu Lahn–Dill u Chabičova. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 72–73.

MLŽI JIHOVÝCHODNÍ ČÁSTI DRAHANSKÉ VRCHOVINY (SPODNÍ KARBON, MORAVSKOSLEZSKÁ JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)

Martin Kováček¹, Tomáš Lehotský^{1,2}¹Univerzita Palackého, Přírodovědecká fakulta, 17. listopadu 12, 771 46, Olomouc²Vlastivědné muzeum v Olomouci, nám. Republiky 5, 771 73, Olomouc
martin.kovacek01@upol.cz; lehotsky@prfnw.upol.cz

Mocné sledy spodnokarbonských hornin vyvinutých v kulmské facii, které tvoří značnou část Drahanské vrchoviny, se řadí k moravskoslezské jednotce Českého masivu. Dvořák (1966) zde vyčlenil dva komplexy hornin, odpovídající protivanovskému (starší) a myslejovickému (mladší) souvrství. V protivanovském souvrství dále vymezuje velenovské břidlice, brodecké droby a rozstáňské břidlice. V souvrství myslejovickém pak facii račických a lulečských slepenců, studnických břidlic a kosířských drob.

Zejména ve svrchním visé myslejovického souvrství se v širším okolí Vyškova nachází četná fosilní fauna, flora i ichnofauna. Ta je vázána především na jemnozrné droby, prachovce a jílové břidlice. Rešeršně se výskyty kulmské fauny a flory zabýval Zita (1963), fosilní floru zpracovala Purkyňová (1963), trilobitovou faunu Příbyl (1950) a Lang-Chlupáč (1975), goniaty Kumpera-Lang (1975) a Lehotský (2008), ichnofosilie pak Lang-Pek a Zapletal (1979), Pek a Zapletal (1997). Oblast mezi Nemojany a Opatovicemi paleontologicky zhodnotil Hromada (1948). Fosilie jsou na jednotlivých lokalitách Drahanské vrchoviny vesměs špatně zachovány a dorzoventrálně stlačeny. Dominantní vagilní bentos představují společenstva fosilních mlžů, kteří prokazují výlučně mořské prostředí ve všech výskytech na Drahanské vrchovině (Kumpera 1996).

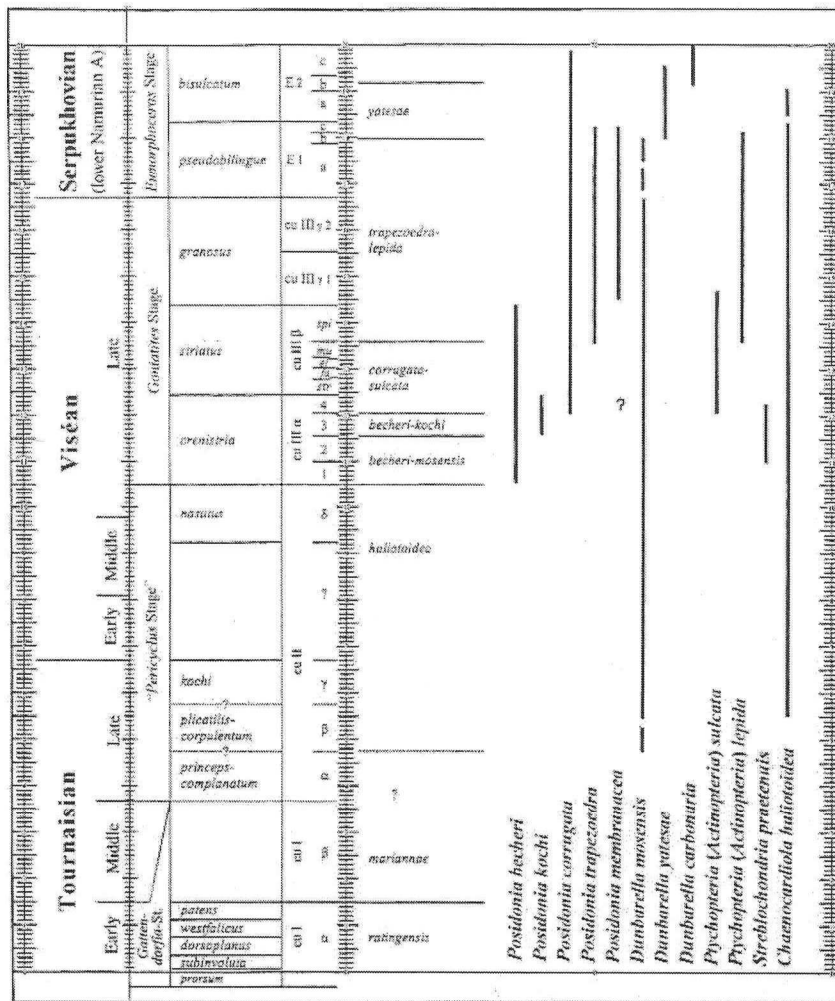
V současné době probíhá systematická revize kolekce fosilií sběratele Veleslava Langa, která je uložena ve Vlastivědném muzeu v Olomouci. Doposud bylo zrevidováno více než 100 jedinců pocházejících z lokalit v okolí obce Opatovice (Opatovice 1-10), Ježkovice a Nemojany, Nemojany - Blatnická dolina. Ve sbírce byly zjištěny tyto druhy prozatím původním autorem (V. Lang) nepublikované, bez označení typového materiálu: *Citothyris kauffmani*, *Drahanian langii*, *Drahanian opatovicensis*, *Drahanian lobata*, *Edmondia uniformis* a *Sanquinolites drahanicus*, u kterých bude nutná emendace jmen dle platných zásad mezinárodních pravidel zoologické nomenklatury.

U ostatních rodových či druhových jmen předpokládáme jen drobné změny. Bezesporně nejhojnějším mlžem je *Posidonia becheri*. Dále jsou zastoupeny druhy: *Anthraconeilo* sp., *Citothyris sturi*, *Cypricardella selysiana*, *Dunbarella* sp., *Palaeoneilo* sp., *Palaeoneilo luciniforme*, *Parallelodon* sp., *Polidevcia* sp., „*Posidonia*“ *radiata*, *Septimyalina* sp., *Septimyalina sublamellosa* a *Streblochondria* sp.

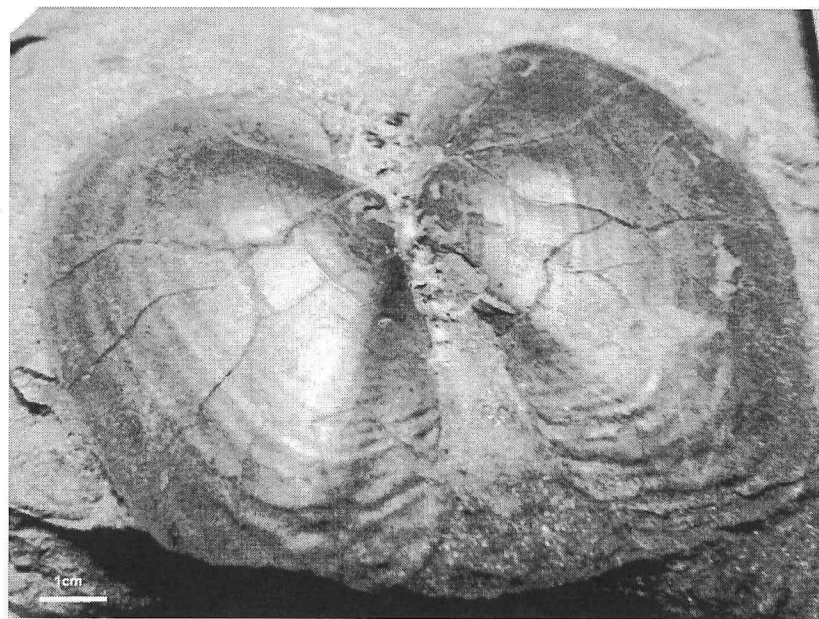
Zajímavým jevem u druhů označených V. Langem jako *Sanguinolites drahanicus* a *Edmondia* sp. je jejich výskyt téměř vždy ve formě otisků (pozitivů, negativů) obou dvou misek. To mohlo být způsobeno velmi klidnými sedimentačními poměry v někdejší paleozoické pánvi. Misky největšího exempláře z doposud zdokumentované části sbírky mlžů patří druhu *Sanguinolites drahanicus*, které měří 6cm. V případě druhu *Posidonia becheri*, popisují Lang a Pek (1992), nález izolované misky s dochovanou, izometrickou perlou, velikosti 3,2 mm z lokality Opatovice 6.

Mlži, ačkoli představují nejrozšířenější zástupce fosilních společenstev, nejsou příliš vhodné pro biostratigrafii spodnokarbonských sledů Drahanské vrchoviny. Nevýhodou je jejich značná vertikální distribuce při relativně malém počtu zástupců jednotlivých taxonů. Amlerem (2004) byly revidovány stratigrafické zóny karbonských bivalvií. Ve svrchním visé se jedná se o zóny: becheri-mosensis, becher-kochi, corrugata-sulcata, trapezoedra-lepida (Obr. 1). Jejich vertikální výskyt je možno korelovat s detailnější zonací dle goniatitové fauny (srv. Kumpera-Lang 1975, Lehotský 2008).

Mlži představovali na území dnešní Drahanské vrchoviny komplexní společenstva vagilního bentosu s různými životními strategiemi, ale s podobnou ekologickou valencí (např. u mlže *Posidonia becheri* známe případy, kdy individua žila přisedle na dně nebo jako pseudoplankton na listech vodních rostlin či plouvoucích hardgroundech). Mezi epifaunální mlže patří např. *Septimyalina sublamellosa* (Okan-Hošgör 2007).



Obr. 1: Stratigrafické rozpětí charakteristických druhů spodnokarbonských mlžů kulmské facie Evropy (Amler 2004).



Obr. 2: *Edmondia* sp., Opatovice 6.

Literatura

- Amler, W. (2004): Bivalve biostratigraphy of the Kulm Facies (Early Carboniferous, Mississippian) in central Europe. *Newsletter of Stratigraphy*, 40, 3, 183-207. Berlin-Stuttgart.
- Dvořák, J. (1966): Zpráva o řešení stratigrafie spodního karbonu v kulmském vývoji na Drahanské vrchovině. *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1964*, 182-185. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Hromada, K. (1948): Kulmské zkameněliny z okolí Nemojan a Opatovic na jv. okraji Drahanské plošiny. *Rozpr. Čs. Akad., Tř. II, roč. LVIII, č. 6*. Praha
- Kumpera, O. (1996): Viséská faunistická společenstva a jejich význam pro poznání vývoje flyšových pánví ve středoevropských variscidách (Český masív). *Seminář k 75. Výročí narození Prof. RNDr. Bohuslava Růžičky, CSc., IGI VŠB – TU Ostrava*. 12 – 13. Ostrava.
- Kumpera, O., Lang, V. (1975): Goniatitová fauna v kulmu Drahanské vysočiny (moravskoslezská zóna Českého masívu). *Čas. Slez. Muz. A, XXIV*, 11-32. Opava.
- Lang, V., Chlupáč, I. (1975): New finds of trilobites in the Culm of the Drahanská vrchovina Upland (Moravia, Czechoslovakia). - *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 50, 337-344. Praha.
- Lang, V., Pek, I., Zapletal, J. (1979): Ichnofosilie kulmu jihovýchodní části Drahanské vrchoviny. *Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Geographica – Geologica*, 18, 57-96. Praha.
- Lang, V., Pek, I. (1992): Nález perly u karbonského mlže *Posidonia becheri* Bronn, 1828. *Zprávy Vlastivědného muzea Olomouc*, 269, 42-43. Olomouc.
- Lehotský, T. (2008): Taxonomie goniatitové fauny, biostratigrafie a paleoekologie jesenického a drahanského kulmu. MS - disertační práce, Masarykova univerzita v Brně, 131s. Brno.
- Okan, Y., Hoşgör, I. (2007): Late Viséan – Early Namurian bivalves from the Zonguldak Coal Basin, Northwestern Turkey. *Turkish J. Earth. Sci. Vol. 16*, 225-240. Ankara.
- Pek, I., Zapletal, J. (1997): Trace fossil *Amanitichnus* ichnosp. From the lower carboniferous of the Drahanská vrchovina upland (Moravia, Czech Republic). *Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Geologica*, 35, 13-14. Praha.
- Příbyl (1950): On the Carboniferous trilobites of Moravia-Silesia. *Bull. Int. Acad. Tchèque Sci.*, 41, 24, 1-24. Praha.
- Purkyňová, E. (1963): Fytostratigrafie moravskoslezského karbonu.- *Rozpravy Československé akad. věd, řada mat. přír. věd*, 73, 9, 1–36. Praha.
- Zita, F. (1963): Přehled dosavadních nálezů kulmské fauny a flóry na Drahanské vrchovině a jejich stratigrafický význam. *Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Geologica-Geographica*, 10, 193 – 207. Praha.

NÁLEZ LAMPROITU V TŘEBÍČSKÉM PLUTONU VE STŘÍTEŽI U TŘEBÍČE

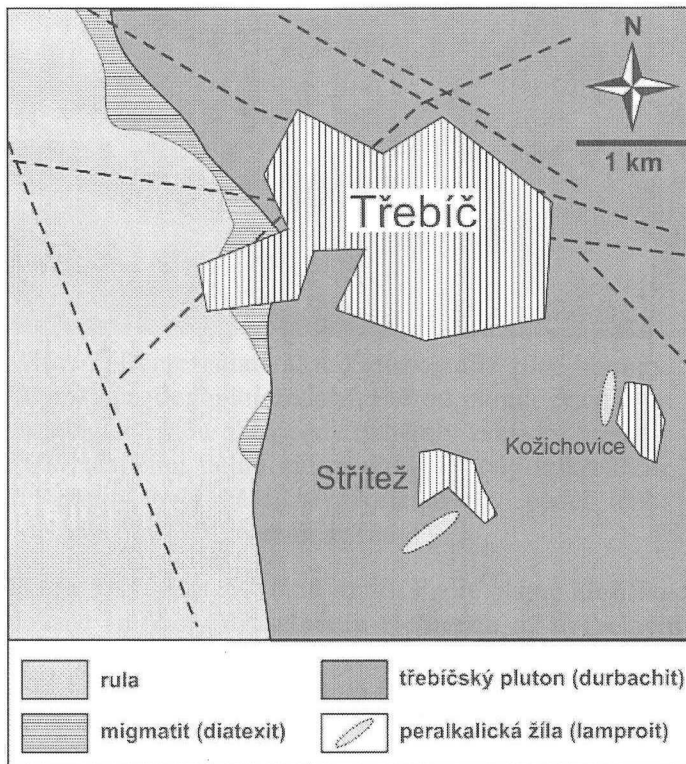
Lukáš Krmíček^{1,2}, Stanislav Houzar³, Michaela Krmíčková¹¹Ústav geotechniky, Fakulta stavební, Vysoké učení technické v Brně, Veveří 95, 662 37, Brno²Výzkumné centrum AdMaS, Fakulta stavební, Vysoké učení technické v Brně, Veveří 95, 662 37, Brno³Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37, Brno

Výskyty neobvyklých peralkalických žilných hornin jsou v blízkém okolí Třebíče známy více než 100 let, kdy F. Dvorský zaznamenal nález žily pronikající cordieritickými migmatity u obce Kracovice, jež byla následně pod odlišnou lokalizací Stařeč stručně petrograficky charakterizována F. E. Suessem jako „amfibolická mineta“ (Suess 1901). Později byl v této žile L. Waldmannem opticky rozpoznán výskyt „alkalického“ amfibolu (Hackl a Waldmann 1935), který Němec (1973), na základě provedené chemické analýzy, označil jako richterit. Souborné zhodnocení „alkalických žil“ vystupujících v okolí Třebíče provedl D. Němec (1978 a 1993), který tyto horniny petrograficky klasifikoval jako „alkalické minety“ a „alkalické mikrosyenity“. Moderní petrografické, mineralogické a geochemické zhodnocení pomohlo odhalit, že Němcem rozpoznané „alkalické žily“ lze nejlépe klasifikovat jako SiO₂-bohaté lamproity (Krmíček 2010, 2011).

V samotném třebíčském plutonu byla do dnešního dne známa pouze jediná žíla lamproitu, vymapovaná původně jako lamprofyr při západním okraji obce Kožichovice (Bubeníček 1968).

Předmětem našeho konferenčního příspěvku je stručná petrografická charakteristika pozoruhodné tmavé žilné horniny lamprofyrového vzhledu (obsahuje makroskopicky nápadné vyrostlice tmavých slíd), která byla v minulém roce nalezena v podobě úlomků na poli asi 400 m od jižního okraje obce Střítež a přibližně 350 m v. od silnice Třebíč–Jaroměřice nad Rokytnou. Popisovaná žíla vystupuje v oblasti třebíčského plutonu, a to při jeho západním okraji (obr. 1). Střítežskou žílu, jejíž orientace kolísá okolo směru SV–JZ, se nám následně v celé její metrové mocnosti podařilo zachytit asi 1,5 m hlubokým výkopem.

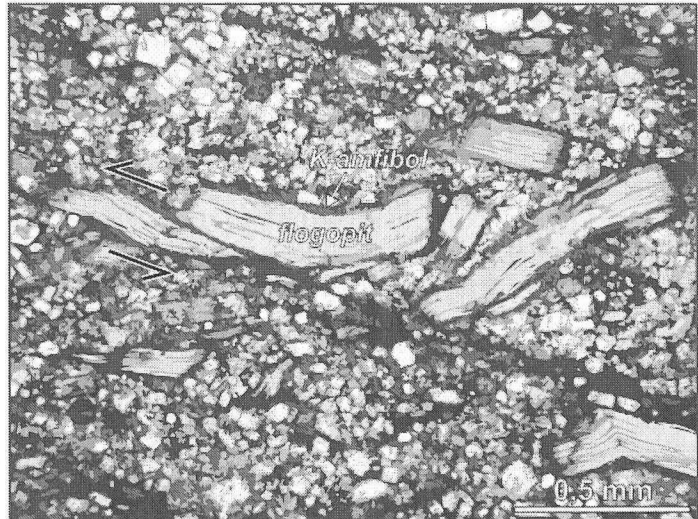
Makroskopicky se jedná o jemnozrnnou až velmi jemnozrnnou horninu šedomodré barvy s nápadnými porfyrickými vyrostlicemi tmavé slídy (typicky do 5 mm; výjimečně ~1 cm), které se na navětralých partiích bronzově lesknou. V mikroskopu můžeme pozorovat charakter základní hmoty, která je tvořena směsí tabulkovitého draselného živce s charakteristickým mikroklinovým „mřížkováním“ a nezvyklou oranžovo-červenou luminiscencí, dále tence jehličkovitým amfibolem s nápadným pleochroismem „alkalických“ amfibolů, hojným fialově luminiscentním apatitem sloupcovitých a hexagonálních průřezů, a také akcesorickými (K)-Ba-Ti minerály vykazujícími zčásti intenzivní modrou luminiscencí. Zmíněný „alkalický“ amfibol vytváří rovněž lemy okolo vyrostlic tmavých slíd, které v různé míře konzumuje. Ve výbrusech jsme velmi vzácně pozorovali vyrostlice klinopyroxenu, a také drobnější i větší shluky (do 5 mm) běžově až červenohnědě pleochroických lištovitých minerálů, které jsou podle optických vlastností podobné blíže neidentifikovanému železnatému fylosilikátu. Na některých vzorcích byla zaznamenána přítomnost mikroskopických



Obr. 1. Pozice výskytů peralkalických žil v třebíčském plutonu.

„střížných zón“, podél nichž došlo v subsolidovém stádiu vývoje žilné intruze k částečné reorientaci slídových fenokrystů (obr. 2).

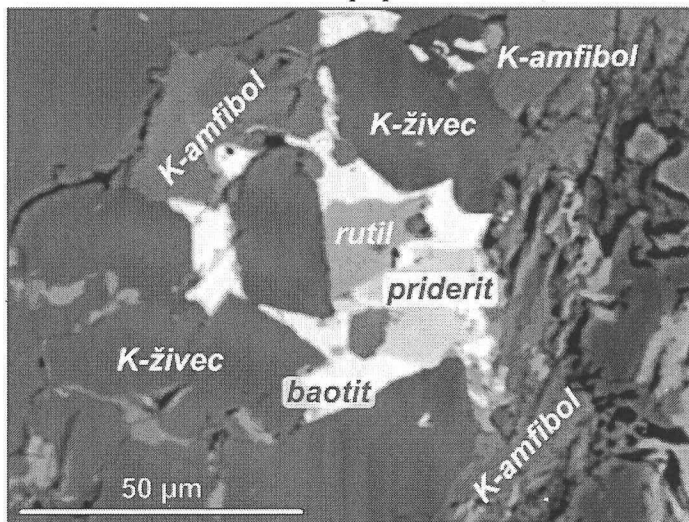
Na základě prvních výsledků mikrosondového studia je možné upřesnit, že klinopyroxen v naší hornině svým složením odpovídá Al-, Na-chudému **diopsidu**, který je mírně zonální, s Mg-bohatším středem [$X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0,88$]. Nejvíce hořečnaté centrální partie zonálních vyrostlic tmavých slíd odpovídají **flogopitu** ($X_{Mg} \sim 90$), který je mírně deficitní hliníkem. Analýzy řídkého blíže neidentifikovaného nezonálního železnatého fylosilikátu ukazují na unikátní poměr mezi dominantními kationty **K : (Fe,Mg) : Al : Si ~ 1 : 2,5 :**



Obr. 2. Reprezentativní mikrofotografie žilné horniny. Vyrostlice flogopitu zatlačované od okrajů draselným amfibolem, jsou obklopeny minerály základní hmoty s převládajícími dobře omezenými krystaly mikroklinu. Flogopity byly částečně reorientovány podél tenké střížné zóny (PPL; vektorizováno).

2 : 3. Studované „alkalické“ amfiboly základní hmoty se svým chemickým složením pohybují mezi skupinou sodnovápenatých až sodných amfibolů, respektive jejich vzácných draselných ekvivalentů ($^A K > 0,5 \text{ apfu}$). Všechny amfiboly charakterizují vysoké obsahy Si. Zcela mimořádné jsou zjištěné obsahy Ti (do 5,13 hmot. %; 0,58 *apfu*). Podle platné klasifikace (Hawthorne a Oberti 2007) odpovídají studované amfiboly **draselnému richteritu až draselnému (ferro)-obertiitu**. Draselný živec charakterizují vysoké obsahy Fe (do 1,1 hmot. % Fe_2O_3 ; 0,04 *apfu*). Vzácnější je mladší žilkovitý **hyalofán** s 21,25 hmot. % BaO (0,44 *apfu* Ba) a 0,45 hmot. % Fe_2O_3 (0,018 *apfu*). Na základě zvýšených obsahů F (~ 2 hmot. %) může být většina studovaných apatitů klasifikována jako **fluorapatit** (Pasero et al. 2010). Na úkor apatitu vzniká minerál, který je svým složením blízký „**cheralitu**“.

Mimořádně zajímavé výsledky přineslo mikrosondové studium akcesorických (K)-Ba-Ti minerálů. Nejhojnějším akcesorickým minerálem je **baotit**, vyskytující se ve dvou formách. V prvním případě tvoří výrazně alotriomorfní zrna velikosti až 100 μm , která jsou přítomna jako intersticiální výplň mezi draselným živcem a amfiboly základní hmoty. Na úkor baotitu vzniká mladší minerální asociace tvořená v ideálním případě **rutilem, benitoitem, baziritem?** a nestechiometrickými titanáty hollanditového typu, jejichž složení kolísá mezi **prideritem a henrymeyeritem** (obr. 3). Vzácnějším případem jsou protáhlá zrna s náznaky srůstů tenkých lamel prideritu-henrymeyeritu s převládajícím baotitem.



Obr. 3. Příklad zatlačování intersticiálního biotitu mladší minerální asociací s prideritem a rutilem (fotografie ve zpětně odražených elektronech).

Z pohledu obsahu SiO_2 (58,50 hmot. %; hlavní oxidy přepočteny na bezvodý základ) se jedná o horninu **intermediální**, která je křemen-normativní (CIPW norma). Celkové obsahy alkálií jsou velmi vysoké s výrazným zastoupením K_2O (9,69 hmot. %) oproti Na_2O (1,45 hmot. %). Obsahy Al_2O_3 dosahují pouze 10,25 hmot. %.

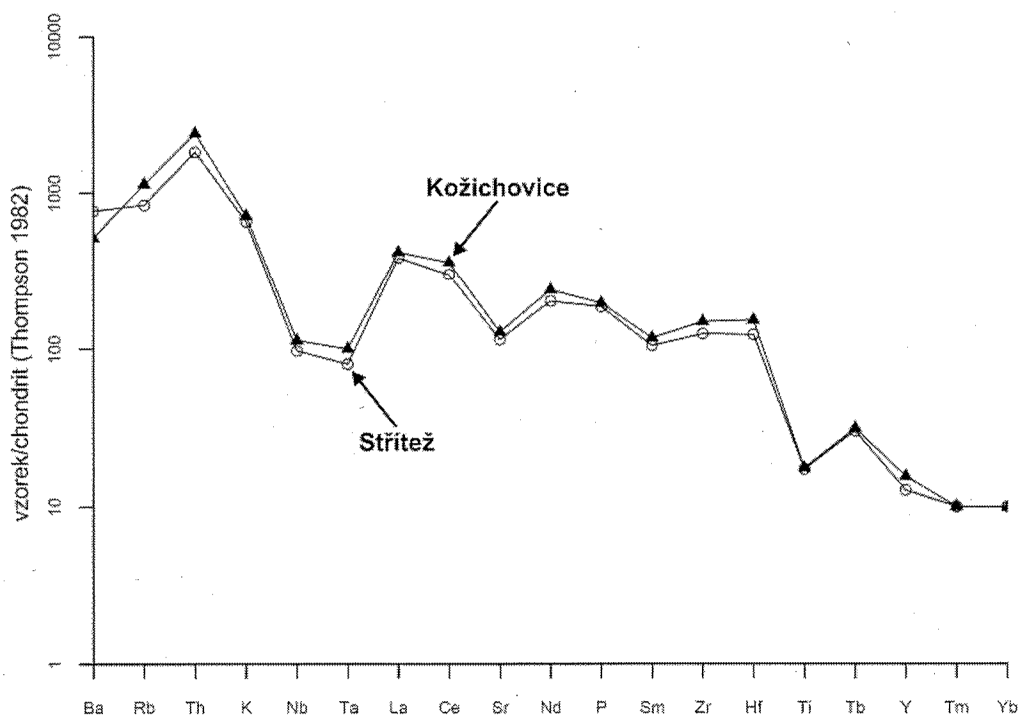
S ohledem na velikost vypočteného indexu peralkalinity lze studovanou intruzi klasifikovat jako **peralkalickou** [(Na +

$K/Al = 1,26$], dále jako **ultradraselnou** ($K/Na = 4,40$) a **perpotasickou** ($K/Al = 1,02$). Výrazný alkalický charakter studované intruze je dokumentován rovněž zastoupením CIPW normativního akmitu a draselného metasilikátu.

Z řad nekompatibilních stopových prvků charakterizují žilnou horninu nezvykle vysoké obsahy prvků s velkým iontovým poloměrem (LILE), jako jsou Ba (5296 ppm), Sr (1356 ppm), Rb (294 ppm), Th (76,7 ppm) a U (9,7 ppm). Z nekompatibilních prvků s velkým iontovým potenciálem (HFSE) jsou významné obsahy u Zr (854 ppm) a Hf (24,7 ppm). Pro popisovanou horninu jsou rovněž typické extrémně vysoké poměry mezi LILE a HFSE prvky. Všechny výše zmíněné charakteristiky nás vedly k závěru klasifikovat střítežskou žílu jako **lamproit** (Le Maitre, ed. 2002). Samotná střítežská žíla vykazuje zřetelnou afinitu k nové varietě variského SiO_2 -bohatého lamproitu orogenního typu vystupujícího v nedalekých Šebkovicích (Krmíček et al. 2011), od něhož se ovšem odlišuje výskytem akcesorického prideritu, v jehož případě se jedná o jeho první nález v rámci magmatické horniny zaznamenaný v prostoru evropských variscid.

Střítežská žíla je svým petrografickým i chemickým složením velmi podobná lamproitní žíle vystupující na lokalitě Kožichovice. Podobnost dobře vynikne při srovnání průběhu jejich normalizovaných křivek (obr. 4). Obě lokality vykazují srovnatelné obohacení a ochuzení o nekompatibilní stopové prvky, včetně charakteristické „TNT“ (Ta-Nb-Ti) negativní anomálie. Dva ojedinělé výskyty lamproitu v třebíčském plutonu tak s velkou pravděpodobností náleží stejné intruzivní fázi. Propojení obou výskytů do jedné žíly brání pouze ta skutečnost, že pro kožichovický lamproit je uváděna v terénu ověřená severojižní orientace (Bubeníček 1968, Němec 1993).

Případné zájemce o podrobnější charakteristiku pozoruhodného střítežského lamproitu, obsahující typomorfní minerál diamantonosných lamproitů – priderit, odkazujeme na připravovaný článek do časopisu Moravského zemského muzea (Krmíček a Houzar 2012).



Obr. 4. Chondritem normalizovaný multiprvkový diagram podle Thompsona (1982). Složení střítežského a kožichovického vzorku je uvedeno v práci Krmíčka a Houzara (2012).

Literatura

- Bubeníček, J. (1968): Geologie a petrografie třebíčského masívu. Sborník geologických věd, Geologie 13, 133–164.
- Hackl, O., Waldmann, L. (1935): Ganggesteine der Kalireihe aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 85, 259–285.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R. (2007): Classification of the Amphiboles. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 67, 55–88.
- Krmíček, L. (2010): Předmezozoické lamprofyry a související žilné intruze Českého masívu (Česká Republika, Polsko, Německo, Rakousko): komentovaný přehled. Acta Musei Moraviae – Scientiae Geologicae 95, 3–61.
- Krmíček, L. (2011): Předmezozoické žilné lamprofyry východní části Českého masívu. MS, disertační práce. PřF MU, Brno, 160 s.
- Krmíček, L., Cempírek, J., Havlín, A., Přichystal, A., Houzar, S., Krmíčková, M., Gadas, P. (2011): Mineralogy and petrogenesis of a Ba–Ti–Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice (Czech Republic): Recognition of the most lamproitic Variscan intrusion. Lithos 121, 74–86.
- Krmíček, L., Houzar, S. (2012.): Výskyt mineralogicky pozoruhodného lamproitu v třebíčském plutonu ve Stříteži u Třebíče, moldanubikum. – Acta Musei Moraviae – Scientiae Geologicae, v *recenzním řízení*.
- Le Maitre, R.W. (Ed.) (2002): Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge.
- Němec, D. (1973): Richterit z alkalického mikrosyenitu u Starče u Třebíče. Časopis Moravského musea, Vědy přírodní 58, 53–56.
- Němec, D. (1978): Ganggesteine auf der Störung von Třebíč (als Beispiel einer an eine Tiefenstörung gebundenen Gangschar). Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 6, 1211–1217.
- Němec, D. (1993): Žilné horniny v okolí Třebíče. Přírodovědný sborník Západo-moravského muzea v Třebíči 19, 13–31.
- Pasero, M., Kampf, A.R., Ferraris, C., Pekov, I.V., Rakovan, J., White, T.J. (2010): Nomenclature of the apatite supergroup minerals. European Journal of Mineralogy 22, 163–179.
- Süess, F.E. (1901): Geologische Mitteilungen aus dem Gebiete von Trebitsch und Jarmeritz in Mähren. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, 59–90.
- Thompson, R.N. (1982): Magmatism of the British tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology 18, 49–107.

**NEJSTARŠÍ KONODONTI RODU *SIPHONODELLA* (BRANSON & MEHL 1944)
Z LÍŠEŇSKÉHO SOUVRSTVÍ**

Tomáš Kumpan¹, Jiří Kalvoda¹

¹Ústav geologických věd, PřF Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, Brno 611 37, kumpan.tom@gmail.com

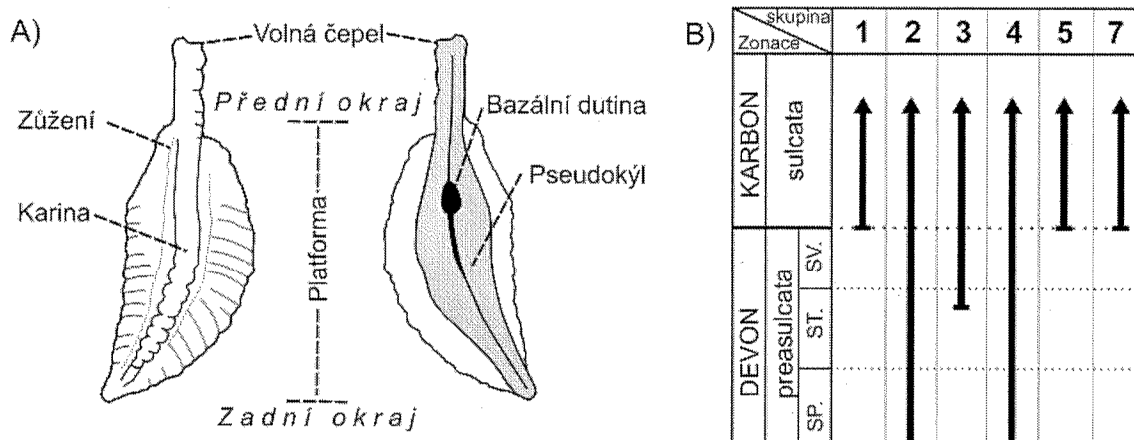
Tento příspěvek reflektuje nejnovější biostratigrafická data z hraničního intervalu devon/karbon (D/C) v Moravském krasu ve světle probíhajících výzkumů Pracovní skupiny pro D/C v rámci Mezinárodní stratigrafické komise.

Hranice D/C je definována prvním výskytem konodonta *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934) v evoluční linii od druhu *Si. praesulcata* SANDBERG 1972 (Paproth et al. 1991). Vzhledem k tomu, že definice těchto prvních zástupců rodu *Siphonodella* se do jisté míry překrývají a přechodné formy mezi nimi jsou v nejsvrchnějším famenu velmi hojné, přesné stanovení hranice D/C závisí na subjektivní interpretaci (Kaiser 2009). Flajs a Feist (1988) se pokusili o biometrickou studii na základě úhlu zakřivení kariny (obr. 1A) u siphonodel z francouzského stratotypového profilu La Serre (poblíž Cabrières, Montagne Noire). Dokumentovali evoluční linii *Si. praesulcata* – *Si. sulcata*, ve které elementy se zakřivením od 12° řadili již k *Si. sulcata*. Na jiných profilech ve světě vývojová řada zjištěna nebyla a proto byl na La Serre umístěn GSSP i přes to, že se zde nevyskytují další biostratigrafické markery (amonoidi, foraminifery, palynomorfa) a jedná se o neritické oolitové a brachiopodové facie, které jeví značné známky přepracování (Paproth et al. 1991, Casier et al. 2002). Nejnovější biostratigrafická revize na GSSP La Serre (Kaiser 2009) však klíčovou evoluční linii neprokázala, ale naopak podtrhla význam redepozice (80–90 % konodontů) v hraničním oolitovém

intervalu. Navíc dokumentovala příslušně zakřivené elementy *Si. sulcata* 0,4 m pod současným GSSP. Elementy mající charakteristiky druhu *Si. sulcata* byly dokumentovány také z famenských sledů např. v Bavorsku a Durynsku, což ukazuje na téměř současný první výskyt „*praesulcata*“ a „*sulcata*“ morfotypů (Tragelehn 2010). Evoluční linie *praesulcata* – *sulcata* tak jak je koncipována a používána tedy ve skutečnosti neexistuje, jak upozorňovali již Ziegler a Sandberg (1996). Z těchto důvodů byla založena Pracovní skupina pro D/C, jejímž úkolem je v nejbližších letech redefinovat D/C a GSSP.

Kaiserová a Corradini (2011) se pokusili vyčlenit několik skupin či morfotypů nejranějších zástupců rodu *Siphonodella* na základě několika primárních znaků (obr. 1A). Jsou jimi a) zakřivení platformy a kariny; b) ornamentace platformy; c) ornamentace kariny; d) tvar platformy; e) tvar pseudokýlu a f) pozice bazální dutiny.

Klasifikační model podle Kaiserové a Corradiniho (2011) byl aplikován na siphonodelly z D/C profilů v jižní části Moravského krasu (Lesní lom, Mokrý-střed, Křtiny, Anaklety). D/C zde probíhá uvnitř líšeňského souvrství. V horákovském litofaciálním vývoji (Lesní lom) je zastoupen sled všech konodontových zón hraničního intervalu (Kalvoda – Kukul 1987), což je světově vzácný jev. V hostěnickém vývoji je přítomen hiát v rámci hangenbergského eventu (v Křtinách zóna střední

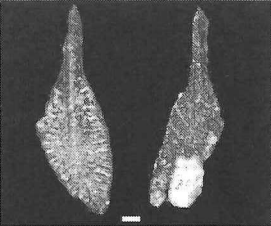
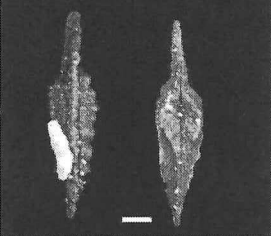
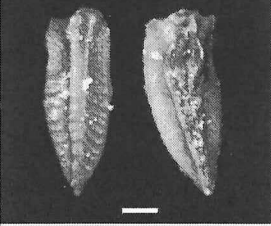
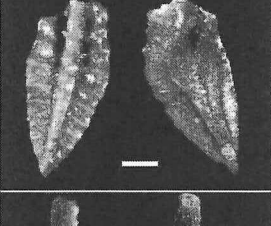
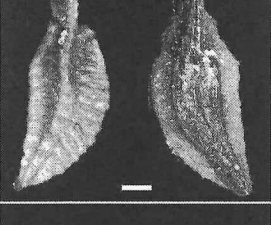
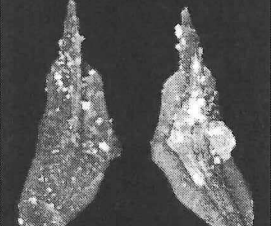


Obr. 1. A- Klíčové znaky pro klasifikaci platformních elementů rodu *Siphonodella*. B – První výskyty morfotypových skupin nejstarších zástupců rodu *Siphonodella* v jižní části Moravského krasu.

praesulcata, na Anakletech *praesulcata* s. l. – ?*sulcata*), to je naopak jev globálně běžný. Exempláře z jednotlivých morfotypových skupiny jsou vyobrazeny na obr. 2 se stručným popisem. První zástupci rodu *Siphonodella* jsou v nejsvrchnějším famenu velmi vzácní (při bázi méně než 1%). Přesné stanovení báze zóny spodní *praesulcata* je proto obtížné, neboť se její fauna liší od fauny zóny svrchní *expansa* právě a pouze výskytem druhu *Si. praesulcata*. Tento problém je patrný na všech světových D/C profilech (Tragelehn 2010). Nejstarší zástupci rodu *Siphonodella* byly dokumentovány ve společenstvu s typickými a hojně zastoupenými konodonty famenských zón svrchní *expansa* a báze spodní *praesulcata* (např. *Palmatolepis gracilis gracilis*, *Pa. gr. sigmoidalis*, *Bispathodus stabilis*, *Bi. costatus*, *Bi. aculeatus*, *Bi. ultimus*, *Polygnathus ex gr. inornatus*, *Po. communis communis*, *Branmehla suprema*, *Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus*). Několik určitelných exemplářů rodu *Siphonodella* z těchto poloh lze přiřadit ke skupině 2 a 4. Skupina 2 reprezentuje „typický *praesulcata*“ morfotyp s úzkou a symetrickou platformou bez zakřivení. Skupina 4 však zahrnuje „netypické“ morfotypy, mající výrazné zakřivení platformy, které jsou velmi blízké druhu *Si. sulcata*. První exemplář pochází z kolekce konodontů O. Friákové a Z. Krejčí (uložené v brněnské pobočce ČGS, vzorek s označením 1/83) a byl nalezen v Lesním lomu, přibližně 1,5 m pod polohami hangenbergského eventu. W. Ziegler ho v roce 1986 určil jako *Si. sulcata*, avšak pro velmi brzký výskyt byl přiřazen k přechodné formě *Si. praesulcata* – *sulcata* (uvedeno v dokumentaci ke kolekci). Další výskyt elementu ze skupiny 4 z báze zóny spodní *praesulcata* pochází ze Křtin. Elementy přiřazené ke skupině 3, tedy druhému „typickému *praesulcata*“ morfotypu, se vyskytují v Křtinách i Lesním lomu po hangenbergského eventu (po jeho anoxické fázi) společně s elementy ze skupiny 2. Jejich zastoupení ve společenstvu nejvyššího famenu (v Lesním lomu s *Protognathodus meischneri* a *Pr. colinsoni*) je stále vzácné (1-2%). V zóně svrchní *praesulcata*, doložené nálezem indexového

taxonu *Pr. kockeli* pouze v Lesním lomu, siphonodelly dokumentovány nebyly, ale hojnější (5 %) začínají být v nadloží, na bázi karbonu, kdy dochází k diverzifikaci celé skupiny. V oolitických skeletálních kalciarenitech v Lesním lomu a Mokré-střed jsou zastoupeny jak „typické *praesulcata*“ a „netypický *sulcata*“ morfotyp (skupiny 2, 3, 4), které pokračují z podložního famenského sledu, tak nově se vyskytující „typické *sulcata*“ morfotypy ze skupiny 5 a 7. Ty mají výrazně zakřivenou a ornamentovanou platformu. Elementy ze skupiny 7 nesou již přechodné znaky k *Si. duplicata*. V Lesním lomu a na Mokré-střed se tyto siphonodelly vyskytují s tzv. svrchní protognathodovou faunou, s bazálně tournaiským *Pr. kuehni*, dále s *Po. purus subplanus*, *Po. pu.purus*, *Po. ex gr. inornatus*, *Po. co.communis*, *Br. suprema* a zřejmě přeplavenými elementy *Po. delicatulus*, *Pa. gr. gracilis* a *Pa. gr. sigmoidalis*. Ve Křtinách protognathodová fauna zcela chybí (pravděpodobně díky paleoekologickým příčinám) a se siphonodelly ze skupin 2,3,5 a 7 jsou přítomni zástupci druhů *Po. pu. subplanus*, *Po. pu. purus*, *Po. longiposticus*, *Ps. primus*, *Ps. marginatus*. „Velice zvláštní *sulcata*“ morfotypy ze skupiny 7, které mají rysy rodu *Polygnathus* či *Pseudopolygnathus* nebyly identifikovány. Poslední výskyty nebyly prozatím podrobněji a systematicky zhodnoceny.

Předběžné výsledky vysoce rozlišujícího biostratigrafického výzkumu v jižní části Moravského krasu potvrzují použitelnost nového modelu klasifikace raných zástupců rodu *Siphonodella* podle Kaiserové a Corradiniho (2011). První výskyty 6 morfotypů (Obr. 2) jsou uvedeny přehledně na obr. 1B. „Netypický *sulcata*“ morfotypy (skupina 4) mají první výskyt na studovaných profilech pod hangenbergským eventem, v zóně spodní *praesulcata*, tedy mnohem dříve než bylo dokumentováno zmíněnými autory. Toto pozorování je však ve shodě s předběžnými výsledky Tragelehnovými (2010). „Typický *praesulcata*“ morfotyp se objevuje naopak později, po anoxické fázi hangenbergským eventem, což však může být zapříčiněno vzácností siphonodel pod touto úrovní. Jako bazálně karbonské morfotypy se jeví elementy ze skupiny 1, 5 a 7 (souhlasně s Kaiser – Corradini 2011). Ty se vyskytují v Moravském krasu až nad hangenbergským eventem s další raně tournaiskou konodontovou faunou (např. svrchní protognathodovou faunou, *Po. pu. subplanus*), která je pro přesné určení hranice nepostradatelná. Pokračující studium konodontových faun by mělo přinést další zpřesnění distribuce raných siphonodel při D/C a přispět tak k diskuzi v rámci D/C pracovní skupiny.

Relevantní znaky:		a) zakřivení platformy a kariny; b) ornamentace platformy; c) ornamentace kariny; d) tvar platformy; e) tvar pseudokýlu; f) pozice bazální dutiny
Skupina 1		a) silné b) výrazná c) od středu platformy nodózní d) oválná; zadní konec zaoblený e) plochý
Skupina 2 "typický <i>preasulcata</i> morfotyp		a) žádné b) nevýrazná či středně výrazná c) splynutá d) symetrická a úzká; bez zúžení přední části
Skupina 3 "typický <i>preasulcata</i> morfotyp		a) mírné b) žádná či nevýrazná c) přední část splynutá; zadní nodózní d) téměř symetrická; zúžení přední části může být vyvinuto f) u juvenilních stádií v extrémě přední pozici
Skupina 4		a) střední b) nevýrazná až téměř splynutá v přední části c) přední část splynutá; slabě nodózní zadní části d) oválná; protažená; mírně nesymetrická; přední část zúžená
Skupina 5		a) silné b) středně výrazná až výrazná c) nodózní d) asymetrická; špičatý zadní okraj; přední okraj zakulacen a může být mírně zúžený f) přibližně v pozici nejširšího místa platformy
Skupina 7 "typický <i>sulcata</i> morfotyp		a) silné b) výrazná d) asymetrická; přední část sevřená e) plochý f) ve středu mezi zadním okrajem a vrcholem volné čepele Morfotyp shodný s Huddleho holotypem <i>Si. Sulcata</i> , tedy nesoucí již přechodné znaky s k <i>Si. duplicata</i> .

Obr. 2. Exempláře nejstarších zástupců rodu *Siphonodella* z lokalit v jižní části Moravského krasu, přiřazené k nově vymezeným skupinám (sensu Kaiser – Corradini 2011). Měřítka 100 µm.

Poděkování

Výzkum byl financován z grantu GAČR P210/11/1891 „Hranice devonu a karbonu v Evropě – multidisciplinární přístup“. První autor je držitelem „Brno PhD Talent Financial Aid“. Díky patří dr. Zuzaně Krejčí za umožnění studia její mikropaleontologické kolekce

Literatura

- Casier, J. G. – Lethiers, F. – Pr at, A. (2002): Ostracods and sedimentology of the Devonian-Carboniferous stratotype section (La Serre, Montagne Noire, France). – Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Science de la Terre, 72: 43-68.
- Flajs, G. - Feist, R. (1988): Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian-Carboniferous boundary at La Serre (Montagne Noire, France). - In: Flajs, G. - Feist, R. - Ziegler, W. (Eds.): Devonian-Carboniferous boundary - Results of recent studies. – Cour. Forsch.Inst. Senckenberg, 100, 53-107.
- Kaiser, S. I. (2009): The Devonian/Carboniferous boundary stratotype section (La Serre, France) revisited. – Newsletters on Stratigraphy, 43, 195-205.
- Kalvoda, J. – Kukal, Z. (1987): Devonian-Carboniferous Boundary in the Moravian Karst at Lesn  lom Quarry, Brno – Li e , Czechoslovakia. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 98, 95-117.
- Ziegler, W. – Sandberg, C.A. (1996): Reflexions on Frasnian and Famennian Stage boundary decisions as a guide to future deliberations. – Newsletter on Stratigraphy, 33, 157-180.
- Paproth, E. – Feist, R. – Flajs, G. (1991): Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. – Episodes, 14, 4, 331-335.
- Tragelehn, H. (2010): Short Note on the Origin of the conodont Genus Siphonodella in the Uppermost Famennian. – In: Becker, R.T. (Ed.): Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter 23, 41-43.

**N LEZ FOSILNÍCH STOP OD STUDNIC NA DRAHANSK  VRCHOVIN  (SPODNÍ KARBON,
MORAVSKOSLEZSK  JEDNOTKA  ESK HO MASIVU)**

Tom   Lehotsk ^{1,2}, Vladimíra Ja kov ³, Josef Pla ek⁴

¹Univerzita Palackého, P rodov deck  fakulta, 17. listopadu 12, 771 46, Olomouc, lehotsky@prfnw.upol.cz

²Vlastiv dn  muzeum v Olomouci, nám. Republiky 5, 771 73, Olomouc

³Muzeum Prost ejovska v Prost ejov  p.o., n m. T.G.Masaryka 2, 79601 Prost ejov, vladka.jaskova@seznam.cz

⁴ arovice 74, 798 03 Plumlov

Sedimenty Drahansk  vrchoviny se podle Dvo r ka (1966, 1969) v zásadě  len  na protivanovsk , rozst ansk  a myslejovick  souvrství. Fosilní stopy se nejvíce vyskytují v posledn  jmenovan m souvrství. V literatuře se jejich výskytem v kulmských sledech hornin Drahansk  vrchoviny zabývalo poměrně málo autorů. Mezi nejstarší pat  zmínka Meisela (1938) o hojn m výskytu „fukoid “ v jílových b ridlic ch le ic ch v podloží slepencov ho pruhu mezi Drahany a Studnicemi. Další výzkumy j  byly směrovány do oblasti Vyškovska – tedy jihovýchodního okraje Drahansk  vrchoviny (Lang 1945, Hromada 1948, 1951, Kuchař a Vin  1960). Systematicky byly fosilní stopy zpracovány Langem, Pekem a Zapletalem v roce 1979. Výše zmi ovan  autoři uvádějí z myslejovick ho souvrství (50 lokalit) výskyty následujících taxonů: *Arenicolites* sp., *Cosmorhaphedvoraki*, *Crossopodia moravica*, *Dictyodora sudetica*, *Granularia drahana*, *Chondrites* sp., *Chondrites goepperti*, „*Nemertites silesicus*“, *Nereites jacki*, *Phycosiphon incertum*, *Phyllococites jacksoni*, *Planolites* sp., *Rhizocorallium* sp., a dále blíže neur iteln  bioglyfy. Na tomto m st  je vhodn  poznamenat, že je nutno v sou asn  době podrobit ichnologick  materiál nov  revizi.

Nov  popisovan  lokalita se nachází v jihovýchodní časti Vojenského  jezdu Březina. Studovan  odkryv vznikl v roce 2011 během stavebních prací. V profilu vystupují j lov  b ridlice a  prachovce, obsahující pod r zen  vlo ky jemno- až st ednozrn ch drob. V prachovcích byl zaznamenán relativn  hojn  výskyt ichnofosilií, systematicky náležejících k druhu *Dictyodora liebeana* (Geinitz, 1867). Stopy se nacházejí ve formě horizontálních re z  a povětšinou je zachována baz ln   ast stavby, d r ve ozna ovan  jako *Crossopodia moravica* Patteisky, 1929. Jedná se tedy o meandrující intrastrat ln  stopy (endichnia) s jednoduchými a často úzce sevřenými meandry. Reliéf bývá m rn  vystoupl  a stopa m  v celém zachovan m intervalu svého průběhu konstantn   irku.

Výskyt této stopy je od Studnic již znám, ale jedná se pouze o jediný nález individua v přirozených výchozech v obci, po levé straně silnice ve směru k Novým Sadům. Nová lokalita ve vojenském újezdu poskytla při letmé rekognoskaci bohatý materiál ichnofosilií, který je uložen v Muzeu Prostějovska v Prostějově.

Výskyt stopy druhu *Dictyodora liebeana* obvykle indikuje špatně větraná a hlubší prostředí s nižší hladinou fyzikální energie. Ichnodruh je typický pro dobře vytríděné, distální sedimenty s převahou prachovito-jílové frakce. Stratigrafické rozšíření sahá od ordoviku po karbon s maximy výskytu ve středním a svrchním ordoviku a dále ve spodním karbonu. Paleoekologické poměry v někdejší paleozoické pánvi poukazují na silný ekologický stres působící na jednotlivé organismy. Výskyt diktyodor v okolí Studnic je srovnatelný s andělskohorským souvrstvím kulmu Nízkého Jeseníku, či masivu Plánivé mohelnického souvrství mírovského paleozoika (Lehotský a Zapletal 2011).

Literatura

- Dvořák, J. (1966): Zpráva o řešení stratigrafie spodního karbonu v kulmském vývoji na Dražanské vrchovině. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1964, 182-185. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Dvořák, J. (1969): Geologie des oberen Teiles der Myslejovice-Schichtenfolge am östlichen Rande der Dražaner Höhe (Oberviséen). Čas. Morav. Muzea, LIX, 45-60. Brno.
- Hromada, K. (1948): Kulmské zkameněliny z okolí Nemojan a Opatovic na jv. okraji Dražanské plošiny. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Tř. II, LVIII, 6. Praha.
- Hromada, K. (1951): Geologické poměry mezi Rousínovem, Vyškovem a Rozstáním na Dražanské plošině. Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. math.-přírodověd., V, 1-22. Praha.
- Kučař, J., Vinš, V. (1960): Nová lokalita kulmské fauny u Vyškova na Dražanské vysočině. Čas. Mineral. Geol., V, 66. Praha.
- Lang, V. (1945): Záhadná zkamenělina z vyškovského kulmu. Příroda, 37, 91. Brno.
- Lang, V., Pek, I., Zapletal, J. (1979): Ichnofosilie kulmu jihovýchodní části Dražanské vrchoviny. Acta Univ. Palacki. Olomuc., Fac. Rer. Nat., Geographica - Geologica, 18, 57-96. Praha.
- Lehotský, T., Zapletal, J. (2011): Další nálezy ichnofosilie *Dictyodora liebeana* (Geinitz, 1867) z masivu Plánivé (mohelnického souvrství mírovského paleozoika, západosudetská oblast Českého masivu). Přír. Stud. Muz. Prostějov., 12-13, 21-8. Prostějov.
- Meisel, F. (1938): Geologické poměry severovýchodní části Dražanské plošiny. Čas. Vlasten. mus. Spol. v Olomouci, 51, 127-137. Olomouc.

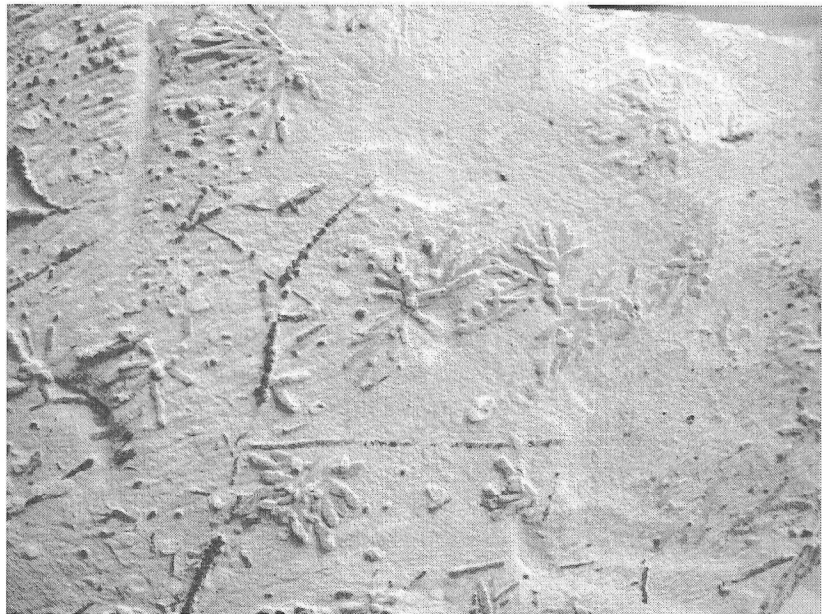
ICHNOFOSILIE *CHONDRITES* CF. *INTRICATUS* Z CHABIČOVATomáš Lehotský^{1,2}, Ludmila Krausová³¹Univerzita Palackého, Přírodovědecká fakulta, 17. listopadu 12, 771 46, Olomouc²Vlastivědné muzeum v Olomouci, nám. Republiky 5, 771 73, Olomouc³Magistrát města Olomouce, Horní náměstí – radnice, 779 11 Olomouc
lehotsky@prfnw.upol.cz

Na severním okraji obce Chabičov u Šternberka se nacházejí v blízkosti zatopeného lomu na paleobazalt dvě rokle, ve kterých vystupují na povrch chabičovské břidlice. Ty náležejí k devonskému stínavsko-chabičovskému souvrství. Stáří lokality je stanoveno do svrchního emsu (tedy stupeň dalej). Zkameněliny se vyskytují v tmavě šedých, dobře štípatelných prachových a slídnatých břidlicích, které navětrávají dohněda. Poprvé byla v literatuře lokalita popsána Kettnerem (1939). Detailněji zde prováděli paleontologické výzkumy především Strnad (1957) a Chlupáč (1965). Naposledy se o pozoruhodném nálezů části eurypterida zmínil Rak (2011).

Z fosilií se často vyskytují trilobiti *Illaenula illaenoides*, *Struveaspis micromma*, *Moravocoryphe kettneri*, *Piriproetus* sp. a *Plagiolaria* sp. (Chlupáč 2000). Společenstvo je pozoruhodné zastoupením trilobitů slepých nebo s velmi redukovanými očima. Mimo trilobitovou faunu se vyskytují ortokonní nautiloidi, goniatiti (*Gyroceratites gracilis*), velmi hojná tentakuliti, drobní, mlži (*Plectodonta* sp.) a zbytky primitivní psilofytí suchozemské flóry (*Chlupacia moravica*).

Nově popisované fosilní stopy byly nalezeny spoluautorkou příspěvku v hnědé až šedo zelené břidlici o velikosti cca 10x10cm. Jedná se o stopu druhu *Chondrites* cf. *intricatus* (Obr. 1), která se projevuje jako systém drobných značně zploštělých tunelů, větvených obvykle v ostrých úhlech (<45°). V našem materiálu jsou přítomny větve druhého řádu, vzácně i řádu třetího. Tunely jsou vyplněny jemnějším a tmavším sedimentem než okolí stopy. Šířka tunelů kolísá v mezích 0,8-1mm, jejich délka vykazuje hodnoty 5-10mm. V příčném řezu se stopa jeví jako skupina malých, kruhovitých nebo eliptických bodů o průměru 0,5-1mm.

Revizi rodu *Chondrites* provedl Fu (1991). Podle něj jsou z původních 170 popsaných ichnospecií relevantní pouze 4 druhy (*Ch. targionii*, *Ch. intricatus*, *Ch. recurvus* a *Ch. patulus*). Ichnodruh je také znám ze zrnitostně různých typů substrátů (cf. Uchman 1995, 1999), obvykle je vázán na jemnozrnější členy sledů usazených hornin. Stopa může indikovat hlubší a klidné prostředí vzniku sedimentu, což relativně dobře koresponduje s výše uvedenými výskyty celých exoskeletů slepých trilobitů a trilobitů s redukovanými očima.

Obr. 1.: *Chondrites* cf. *intricatus* z lokality Chabičov.

Literatura

- Fu, S. (1991): Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophoceniider Lebensspuren. Courier Forschungsinstitut senckenberg, 135, 1-79. Frankfurt am Main. ISSN 0341-4116.
- Chlupáč, I. (1965): Paleontologický význam středoděvonské lokality Chabičov v Nížkém Jeseníku. Čas. Mineral. Geol., 10, 429-436. Praha.
- Chlupáč, I. (2000): Devonští trilobiti Moravy a Slezska, jejich výskyt a význam. Přír. Stud. Muz. Prost., 3, 5-26. Prostějov.
- Kettner, R. (1939): Příspěvek k poznání geologie a paleontologie chabičovského devonu. Rozpr. Čes. Akad. Věd a Umění, 49, 1-17. Praha.
- Rak, Š. (2011): *Chabicopterus kocerhani* – nový taxon eurypterida z lokality Chabičov a vědecký význam lokality. Moravskoslezské paleozoikum 2011, 12. Brno.
- Strnad, V. (1957): O Chabičově, důležitém moravském nalezišti devonských zkamenělin. Zpr. KVMO, 72, 71-72. Olomouc.
- Uchman, A. (1995): Taxonomy and paleoecology of flysch trace-fossils: The Marnoso-Arenacea Formation and associated facies (Northern Apennines, Italy). Beringeria 15, 1-115. Würzburg.
- Uchman, A. (1999): Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. Beringeria, 25, 67-173. Würzburg.

GRANITOIDY INTRUZE RUDNÉ HORY V HRUBÉM JESENÍKU A JEJICH AKCESORIE

Ludmila Nejeschlebová¹, Jiří Zimák¹, Miloš René²

¹Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc;

ludmila.nejeschlebova@seznam.cz; zimak@prfnw.upol.cz

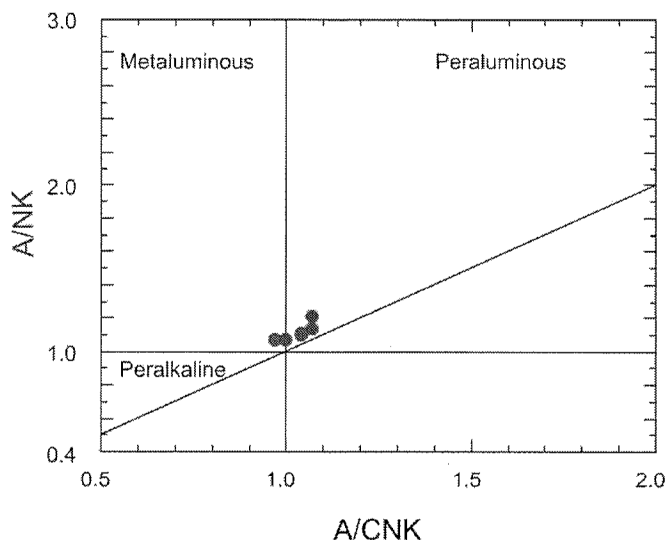
²Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v. v. i., V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8;

rene@irms.cas.cz

Intruze Rudné hory je jedním z variských granitoidních těles silezika (podle Hanzla et al. 2007 je raně variská, 330 Ma). Hornina tvořící tuto intruzi je v literatuře obvykle označována jako leukokráttní biotitický granit, místy se zřetelným usměrněním, přecházející až do ortoruly (např. Mísař et al. 1983). V legendě ke geologickým mapám 1 : 50 000 (list 14-42 Rýmařov a 14-24 Bělá pod Pradědem, vydáno ČGÚ v roce 1996 a 1997) jsou horniny intruze Rudné hory označovány jako „dvojslídny granit až metagranit“. Hanzl et al. (2007) uvádí toto modální složení: křemen (30–40%), mikroklin (40–50%), albit An₂₋₈ (cca 15%), chloritizovaný biotit (1–4%) a muskovit (až 2%). Podle Vávry (2002) odpovídá složení všech analyzovaných plagioklasů kyselému albitu (tj. bazicita je pod An₀₅), a proto je nutno granitoid Rudné hory klasifikovat jako alkalicko-živcový granit. Určitým nedostatkem obou posledně citovaných prací je malý počet studovaných vzorků – Vávra (2002) vychází jen z jediného vzorku, Hanzl et al. (2007) hodnotí dva vzorky. Všechny tři vzorky navíc pochází jen z jediné lokality, jíž je opuštěný lom cca 600 m jv. od vrcholu Rudné hory, v němž byl těžen alkalicko-živcový granit, nevykazující žádné usměrnění, pouze slabé tlakové postižení, projevující se undulózním zhášením křemene.

I když granitoidy intruze Rudné hory vystupují na relativně malé ploše (cca 4 km²), lze již v terénu konstatovat přítomnost rozdílných petrografických typů či variet, které se liší zbarvením, obsahem tmavých minerálů (téměř vždy však jde o leukokráttní horniny), zrnitostí a také stupněm usměrnění.

Na ploše celé intruze Rudné jsme odebrali 42 vzorků granitoidů. Z většiny byly pořízeny leštěné výbrusy k mineralogicko-petrografickému výzkumu, včetně provedení WDX analýz na PEMM PřF MU Brno (Cameca SX100, analytici: R. Škoda, P. Gadas).



Obr. 1.: Pozice granitoidů Rudné hory v diagramu A/CNK versus A/NK.

zastoupeny pouze fylosilikáty: muskovitem, biotitem a chloritem, jenž vzniká alterací biotitu. Alkalicko-živcové granity jsou leukokrátní, vždy v nich převažuje biotit (zčásti chloritizovaný) nad muskovitem. Biotitické syenogranity jsou obvykle leukokrátní, jen někdy objem slíd mírně převyšuje 5 %. V případě muskovitických syenogranitů je obsah světlé slídy relativně vysoký (vždy nad 5 obj. %). Křemenem bohatý granitoid může být silně muskovitický (až 23 obj. % muskovitu).

Granity Rudné hory jsou nevýrazně metaluminické až peraluminické I-granity s hodnotou A/CNK v rozmezí 0,97 až 1,04 (obr. 1). S ohledem na jejich vysoký obsah SiO_2 (74,4–76,9 hmot.% SiO_2) se jedná o felsitické I-granity (srovnej Whalen et al. 1987). Ve srovnání s typickými felsitickými I-granity je pro analyzované granity Rudné hory charakteristický nižší obsah Ba (205–489 ppm), Sr (24–43 ppm) a vyšší obsah Zr (140–255 ppm). Relativně vysoký poměr K/Rb (187–297) dokládá nízký stupeň frakcionaci granitové taveniny a je výrazně vyšší než je jeho poměr v typických felsitických I-granitech (177, Whalen et al. 1987). Z obsahu LREE a Zr lze odvodit pravděpodobnou teplotu granitové taveniny v rozmezí 746 až 821 °C. Distribuce Ba, Zr a hodnoty saturačních teplot odvozených z distribuce LREE a Zr dovolují zkoumané granity Rudné hory přiřadit k vysoko teplotním I-granitům ve smyslu klasifikace Chappella et al. (2004).

Asociace akcesorických minerálů v granitoidech Rudné hory je poměrně bohatá. Vávra (2002) uvádí magnetit, hematit, ilmenit, rutil, pyrit, apatit, zirkon, xenotim-(Y), monazit-(Ce), bastnäsit-(Ce), allanit-(Ce). Hanžl et al. (2007) rozšiřuje tuto asociaci o titanit, epidot a fluorit. V námi studovaných vzorcích jsme kromě titanitu a fluoritu zjistili všechny výše uvedené minerály a navíc granát ($\text{Sps}_{46-49}\text{Alm}_{45-46}$), euxenit-(Y), fergusonit-(Y) a cheralit.

Z výše uvedených akcesorií jsou nejzajímavější minerály s podstatným obsahem vzácných zemin. Byly identifikovány pomocí WDX analýz (výsledky reprezentativních jsou v tab. 1). Nejběžnější z této skupiny minerálů je monazit-(Ce), přítomný v podobě xenomorfních nebo hypautomorfních individuí o velikosti až 70 μm , často v zákonitých srůstech s xenotimem-(Y). Euxenit-(Y), fergusonit-(Y), allanit-(Ce) a bastnäsit-(Ce) tvoří xenomorfní zrna o velikosti max. 100 μm . Cheralit byl identifikován pouze v jediném vzorku, v němž byl zjištěn v asociaci s dalšími TR-minerály, a to ve formě několika velmi drobných nepravidelných zrn na hranici analyzovatelnosti metodou WDX.

Na základě modálního složení stanoveného u souboru sedmi vzorků z různých částí intruze, které reprezentují všechny makroskopicky rozlišitelné typy či variety, lze námi studované horniny klasifikovat jako alkalicko-živcový granit (4 vzorky), syenogranit (resp. granitoid na přechodu mezi alkalicko-živcovým granitem a syenogranitem, 2 vzorky) a křemenem bohatý granitoid (1 vzorek). Živce jsou ve studovaných horninách zastoupeny převážně alkalickými živci (dominuje perthitický mikroklin). Kromě albitu s $\text{An}_{<05}$ byl v syenogranitu ve větším množství (až 4,2 obj. %) zjištěn plagioklas An_{25-45} (bazicita byla stanovena metodou WDX a opticky metodou symetrické zóny). Pomineme-li akcesorie, jsou tmavé minerály v granitoidech Rudné hory

Literatura

- Hanžl, P., Janoušek, V., Žáček, V., Wilimský, D., Aichler, J., Erban, V., Pudilová, M., Chlupáčová, M., Buriánková, K., Mixa, P., Pecina, V. (2007): Magmatic history of granite-derived mylonites from the southern Desná Unit (Silesicum, Czech Republic). – *Mineral. Petrol.*, 89, 45–75.
- Chappell, B. W., White A. J. R., Williams I. S., Wyborn D. (2004): Low- and high-temperature granites. – *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth. Sci.*, 95, 125–140.
- Nejeschlebová, L. (2011): Mineralogická charakteristika granitoidů Rudné hory u Vernířovic v Hrubém Jeseníku. MS. Bakalářská práce. UP Olomouc. 36 stran.
- Vávra, V. (2002): Lokalita č. 11: Vernířovice – Rudná hora. Mineralogie granitoidů Rudné hory. In: Zimák J., Novotný P., Fojt B., Novák M., Vávra V., Kopa D., Losos Z., Prinzová E., Skácel J.: Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku, s. 41–45. UP Olomouc.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 407–419.

	allanit-(Ce)			cheralit
SiO ₂	32,01	30,87	31,67	1,35
ThO ₂	0	0,11	0,02	52,18
TiO ₂	0	0,39	0,69	nest.
UO ₂	0	0	0	1,11
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,01	23,71
Ce ₂ O ₃	7,27	10,05	9,96	0,09
Dy ₂ O ₃	0	0,06	0	0,63
Er ₂ O ₃	0,10	0,06	0,08	0,18
Gd ₂ O ₃	0,39	0,40	0,16	0,66
La ₂ O ₃	4,98	3,80	4,72	1,54
Nd ₂ O ₃	3,61	5,25	4,48	1,28
Pr ₂ O ₃	0,84	1,39	1,24	0,28
Sm ₂ O ₃	0,70	1,02	0,70	0,45
Y ₂ O ₃	0,30	0,41	0,09	2,13
Al ₂ O ₃	17,66	15,75	15,66	0,47
Sc ₂ O ₃	0,02	0	0	0,01
CaO	12,58	10,69	11,10	5,74
FeO	12,32	14,06	13,63	0,16
MgO	0,04	0,25	0,01	nest.
MnO	0,38	0,13	0,17	0
PbO	nest.	nest.	nest.	0,13
SO ₃	nest.	nest.	nest.	0,05
F	0,21	0,24	0,25	0
-O=F	0,09	0,10	0,11	0
suma	93,36	94,85	94,53	92,15
Si ⁴⁺	3,082	3,047	3,101	0,122
Th ⁴⁺	0	0,003	0	0
Ti ⁴⁺	0	0,029	0,051	nest.
U ⁴⁺	0	0	0	0,022
P ⁵⁺	0,003	0,002	0,001	1,809
Ce ³⁺	0,256	0,363	0,357	0,003
Dy ³⁺	0	0,002	0	0,018
Er ³⁺	0,003	0,002	0,003	0,005
Gd ³⁺	0,012	0,013	0,005	0,020
La ³⁺	0,177	0,138	0,171	0,051
Nd ³⁺	0,124	0,185	0,157	0,041
Pr ³⁺	0,030	0,050	0,044	0,009
Sm ³⁺	0,023	0,035	0,024	0,014
Y ³⁺	0,015	0,022	0,005	0,102
Al ³⁺	2,004	1,832	1,807	0,050
Sc ³⁺	0,002	0	0	0,001
Ca ²⁺	1,298	1,131	1,165	0,554
Fe ²⁺	0,992	1,161	1,116	0,012
Mg ²⁺	0,006	0,037	0,002	nest.
Mn ²⁺	0,031	0,011	0,014	0
Pb ²⁺	-	-	-	0,003
S ⁶⁺	-	-	-	0,003
F ⁻	0,064	0,075	0,077	0
O ²⁻	12,436	12,425	12,423	8,000
suma kat.	8,058	8,061	8,022	3,909

Tab. 1: Výsledky reprezentativních WDX analýz allanitu-(Ce), cheralitu, euxenitu-(Y) a fergusonitu-(Y) z granitoidů Rudné hory.

Počty kationtů na bázi 12,5 atomu kyslíku (allanit), 8 atomů kyslíku (cheralit), 6 atomů kyslíku (euxenit) a 4 atomy kyslíku (fergusonit).

	euxenit-(Y)		fergusonit-(Y)	
Nb ₂ O ₅	28,90	16,46	41,32	45,64
Ta ₂ O ₅	2,68	0,94	2,45	0,47
WO ₃	0,36	0,77	1,21	0,15
SiO ₂	0,33	0,06	0,11	0,07
SnO ₂	0,04	0,01	0	0,01
ThO ₂	3,00	9,30	0,35	0,18
TiO ₂	20,81	30,46	0,96	0,03
UO ₂	1,97	2,67	2,43	2,85
ZrO ₂	0	0	0	0,02
La ₂ O ₃	0	0	0,02	0,03
Ce ₂ O ₃	0	0,05	0	0
Pr ₂ O ₃	0	0,10	0	0
Sm ₂ O ₃	0,89	1,07	0,24	0,05
Nd ₂ O ₃	0,69	0,99	0,05	0,08
Gd ₂ O ₃	3,26	3,79	2,48	2,50
Dy ₂ O ₃	3,62	3,82	3,75	3,98
Er ₂ O ₃	2,32	1,99	4,17	4,61
Yb ₂ O ₃	2,33	1,48	4,97	5,09
EuO	0,75	0,82	0,58	0,72
Sc ₂ O ₃	0,04	0	0	0,03
Y ₂ O ₃	17,13	16,54	27,05	26,66
CaO	0,21	0,02	0,38	0,74
FeO	0,76	0,77	0,44	0,03
MnO	0,03	0,02	0,01	0
PbO	0,37	0,44	0,44	0,51
Na ₂ O	0,08	0,02	0,04	0,02
K ₂ O	0	0	0,02	0,04
F	0,23	0,17	0,24	0,21
-O=F	0,10	0,07	0,10	0,09
suma	90,70	92,69	93,61	94,63
Nb ⁵⁺	0,864	0,484	0,903	0,980
Ta ⁵⁺	0,048	0,017	0,032	0,006
W ⁶⁺	0,006	0,013	0,015	0,002
Si ⁴⁺	0,022	0,004	0,005	0,003
Sn ⁴⁺	0,001	0	0	0
Th ⁴⁺	0,045	0,138	0,004	0,002
Ti ⁴⁺	1,034	1,489	0,035	0,001
U ⁴⁺	0,029	0,039	0,026	0,030
Zr ⁴⁺	0	0	0	0
La ³⁺	0	0	0	0,001
Ce ³⁺	0	0,001	0	0
Pr ³⁺	0	0,002	0	0
Sm ³⁺	0,020	0,024	0,004	0,001
Nd ³⁺	0,016	0,023	0,001	0,001
Gd ³⁺	0,071	0,082	0,040	0,039
Dy ³⁺	0,077	0,080	0,058	0,061
Er ³⁺	0,048	0,041	0,063	0,069
Yb ³⁺	0,047	0,029	0,073	0,074
Eu ²⁺	0,018	0,019	0,010	0,012
Sc ³⁺	0,002	0	0	0,001
Y ³⁺	0,603	0,572	0,695	0,674
Ca ²⁺	0,015	0,001	0,020	0,038
Fe ²⁺	0,042	0,042	0,018	0,001
Mn ²⁺	0,002	0,001	0	0
Pb ²⁺	0,007	0,008	0,006	0,007
Na ⁺	0,010	0,003	0,004	0,002
K ⁺	0	0	0,001	0,002
F ⁻	0,048	0,035	0,037	0,032
O ²⁻	5,952	5,965	3,963	3,968
suma kat.	3,027	3,111	2,014	2,007

**PALEOKRAS NEBO TEKTONIKA?
BŘEZINA-VYSOKÁ, MORAVSKÝ KRAS
Jiří Otava¹, Jan Černý^{1,2}**

¹Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; jiri.otava @geology.cz

²Ústav geologických věd, PřF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Úvod, historie výzkumu

Na geologickém vývoji Moravského krasu v devonu a karbonu se vedle tektonických dějů velmi výrazně podílely i paleokrasové procesy. V dávné minulosti byly zohledňovány takřka výhradně tektonické děje (např. Dvořák – Pták 1963). Podrobnější bádání postupně přinášelo nové a další důkazy o tom, že s paleokrasovými procesy musíme počítat jak v devonském tak i v karbonském vývoji Moravského krasu. Starší poznatky Dvořáka byly shrnuty v kompendiu Paleokras (Bosák et al, 1989). K nim patří rozpoznání spodnokarbonských (konodonti tournai) paleokrasových výplní ve svrchnodevonských vápencích lomu Na Bradinách u Šošůvky. Dalším příkladem je interpretace paleokrasových procesů na vrtném jádru givetských vápenců ve vrtu HV 104 Josefov. Paleokrasové jevy spadající do givetu byly později rozpoznány a popsány ze západního okraje Moravského krasu z lokality Suchdolský ponor (Otava 2007).

Geomorfologická situace, lokalizace

Nové podrobné mapování v rámci projektu České geologické služby Základní geologické mapování ČR – Brněnsko (list 24-411 Jedovnice) probíhalo mimo jiné v prostoru západně od vsi Březina a severně od kóty Vysoká 492. Z geomorfologického hlediska vystupují studované objekty v sedle a horních částech údolí klesajících k SSZ a k VJV (Obr. 1). Právě v nejvyšší části bezejmenného údolí klesajícího k SSZ jsou po obou stranách lesní cesty vyvinuty deprese. Tyto deprese jsou zjevně přírodního původu, na rozdíl od různých antropogenních drobných jam situovaných výše a jižněji poblíž lesní asfaltky. Východně od cesty jsou dvě deprese hloubky kolem pěti metrů a průměru 10 – 15 m. Rovněž západně od lesní cesty leží dvě deprese jen nepatrně menších rozměrů.

Litostratigrafická situace

Okolními horninami jsou světlešedé lavicovité fosiliferní vápence macošského souvrství frasnského stáří. O to větší bylo překvapení, že na dně žádného z výše zmíněných depresí - závrťů nebyly nalezeny úlomky vápenců, jak je tomu běžně v závrtech Moravského krasu, ale deskovité olivově zelené fosiliferní prachovce a prachovité břidlice březinského souvrství.

Hojná, především trilobitová, ale i goniatitová, brachipodová a měkčíší fauna objevená a nasbíraná hlavně Tomášem Viktorýnem je v současnosti určována a zařazována Štěpánem Rakem a je prezentována v samostatném příspěvku. V závrťu situovaném západně od lesní cesty i na nejvýše položených výskytech v sedle byly zastíženy přechody prachovitých břidlic do křemitých břidlic s radiolarity a spikulemi hub. V této přechodné litofacii T. Viktorýn rovněž našel značné množství ichnofosilií a rostlinných zbytků. Z předběžného zpracování Zbyňka Šimůnka vyplývá jako pravděpodobné spodno- až střednovisenské stáří. Toto je v souladu se stářím určeným na základě trilobitové fauny. V bezprostředním sousedství březinských břidlic se na více místech vyskytují vápencové brekcie s klasty fosforitů. Dvořák (1961) považoval tyto brekcie víceméně za časově synchronní facii s březinskými břidlicemi, z jeho mapového znázornění to rovněž vyplývá a s tímto názorem můžeme souhlasit. Svrchní část líšeňského souvrství je ostatně považována obecně za časově ekvivalentní s březinskými břidlicemi. Litofacie hlíznatých křtinských vápenců líšeňského souvrství na lokalitě chybí a vyskytuje se severovýchodně až v přirozeném nadloží macošského souvrství.

Strukturní situace

Dvořák (1961) zdejší břidlice velmi podrobně popsal a z textu i z geologické mapy je zcela zřejmé, že je zpočátku považoval za tektonickou šupinu zavrásněnou do platformních karbonátů macošského souvrství. Protože v nich nenalezl faunistické ani floristické zbytky a protože mu odstínem velmi připomínaly severněji vystupující litotyp, nazýval je důsledně „ostrovskými břidlicemi“. Později (Dvořák in Musil et. al. 1993) při obecných úvahách již připouští vliv krasovění na konfiguraci dokumentovanou na lokalitě.

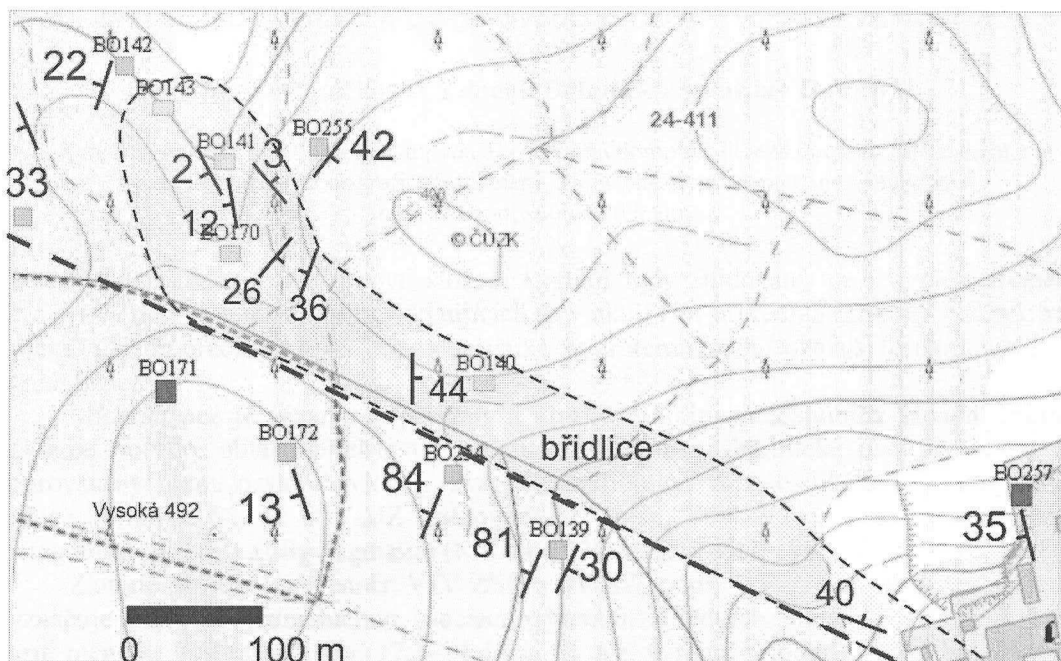
Strukturní situace není ani v současnosti zcela čitelná, vzhledem k poměrně komplikovanému zjišťování vrstevnatosti ve vápencích a vzhledem k nepřítomnosti použitelných vrtných profilů v bližším okolí lokality. Nicméně z měření získaných v roce 2011 v okolí vyplynulo, že březinské břidlice vystupují v depresi situované v jádru antiklinály lavicovitých vápenců (viz obr. 1). Samotné březinské břidlice mají v závrtu východně lesní cesty vrstevnatost 50/3 a v závrtu západně cesty 242/2, čili v obou případech subhorizontální. Naopak z průzkumných rýh hloubených a popisovaných v minulém století (Dvořák 1961) vyplynulo, že břidlice jsou intenzivně provrásněny a to jak subparalelně s okolními vápenci (130/26, 290/36 a dále k východu 90/44), tak i kolmo na obvyklé směry vrásových rovin (25/40).

Interpretace, diskuse

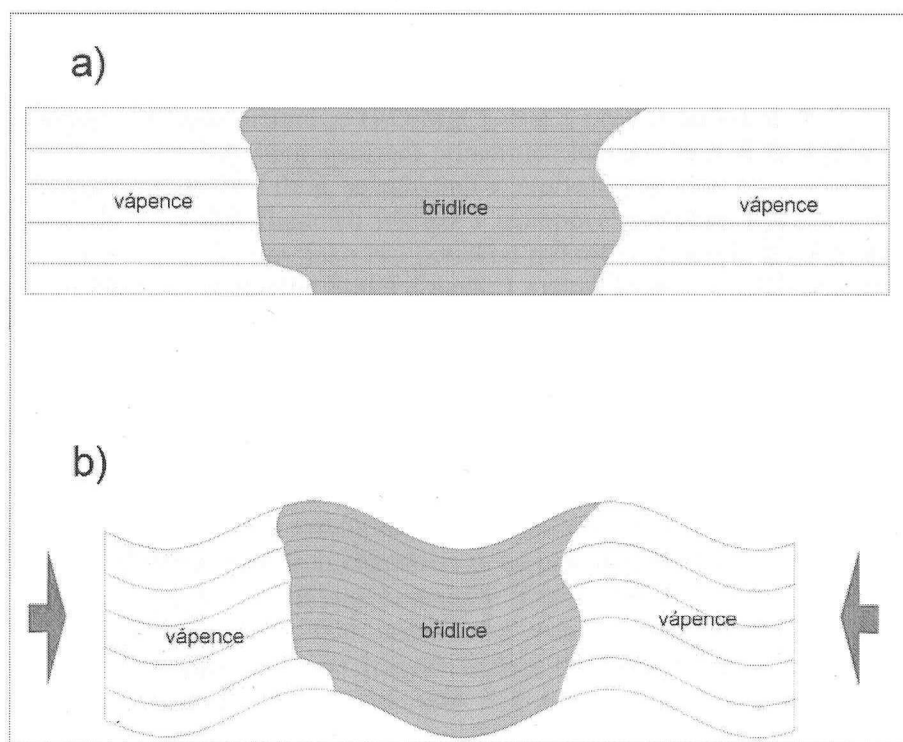
Koncem devonu a začátkem karbonu došlo lokálně k vynoření a zkrasovění vápenců macošského souvrství. Transgrese ve spodním visé zaplavila nepravidelný krasový reliéf a došlo k sedimentaci litofacií březinských břidlic a vápencových brekcií s úlomky fosforitů. Během variské orogeneze ve svrchním karbonu došlo ke společnému zvrásnění vápenců macošského souvrství, paleokrasových výplní (obr. 2) a celé nadložní kulmské facie Dražanské vrchoviny. Pro zaplňování nerovností paleokrasového povrchu hovoří jednak nepřítomnost facie hlíznatých vápenců (famen-tournai) ve vrstevním sledu, jednak sporadické reliktní výskyty prokřemenělých břidlic březinského souvrství na vápencích macošského souvrství dále k západu. Nálezy L. Slezáka jsme ověřili na společné exkurzi jižně jeskyně Výpustek nad Křtinským údolím. Do dnešní podoby byla strukturní stavba ještě pravděpodobně dotvořena mladším násunem k SSV víceméně subparalelním např. s tím, který známe v Růženině lomu na Hádech. Tomu by nasvědčovalo jednak stočení vrstev (25/40) při násunovém zlomu, jednak redukce až nepřítomnost mladších paleokrasových výplní v nasouvané jižní desce.

Literatura

- Bosák, P., Horáček, I., Panoš, V. (1989): Paleokarst of Czechoslovakia in Bosák, P. ed., Paleokarst a systematic and regional review, Academia Praha.
- Dvořák, J., et al. (1961): Zpráva o výzkumném úkole č. X. Základní výzkum moravského paleozoika, část I. Závěrečná zpráva o základním výzkumu devonu a spodního karbonu Moravského krasu. MS Geofond Praha.
- Dvořák, J., Pták, J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. Sbor. geol. Věd., Geol., 3, 49–84. Praha.
- Dvořák, J. in Musil, R. et al. (1993): Moravský kras – labyrinty poznání, GEOprogram, Adamov.
- Otava, J. (2007): Vztah devonských klastik a vápenců při západním okraji Moravského krasu, - Moravskoslezské paleozoikum 2007, sborník abstraktů, 21-22, Olomouc.



Obr. 1: Strukturální a geomorfologická situace západně od Březiny.



Obr. 2: Schéma znázorňující uložení březinských břidlic do paleokrasového povrchu vápenců (a) a společné provrásnění během variské orogeneze (b).

**PRIMÁRNÍ ZLATONOSNÁ MINERALIZACE V HORÁCH U PŘEDÍNA (ZÁPADNÍ MORAVA) –
STUDIUM FLUIDNÍCH INKLUZÍ A IZOTOPOVÉHO SLOŽENÍ KYSLÍKU V ŽILNÉM KŘEMENU****Tereza Potočková¹, Zdeněk Dolníček¹, Stanislav Houzar²**¹Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; Tereza.Potockova@seznam.cz²Mineralogicko – petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6,
659 37 Brno; shouzar@mzm.cz

Fluidní inkluze a izotopové složení kyslíku byly studovány ve vzorcích křemenné žiloviny ze třech dílčích lokalit vyskytujících se v okolí Hor u Předína (Zákopy, Štůlně, Malý Štítek). Cílem práce je bližší charakteristika hydrotermálních roztoků formujících zdejší mineralizaci.

Mineralizace je vázána na pararuly a vložky kvarcitů moldanubika západní Moravy. Základní horniny oblasti představují biotitické a sillimanit-biotitické pararuly, které jsou doprovázeny řadou pestrých vložek (kvarcity, amfibolity, vápenosilikátové horniny). Směr foliace hornin je S-J až SSV-JJZ s úklonem k V, resp. VJV. Vzácněji se vyskytují tělesa metagranitů (ortorul) a žíly pegmatitů (Koutek 1924, Veselý et al. 1988, Vokáč et al. 2008).

Zlatonosné žíly mají směr VJV-ZSZ a JV-SZ, popř. i V-Z. Zdejší mineralizace se vyznačuje poměrně jednoduchou asociací minerálů. Z rudních minerálů převažuje běžný pyrit, méně se vyskytuje zlato (17,3–34,4 hm. % Ag, výjimečně pouze do 4,2 hm. % Ag) a vzácně lze nalézt také akantit, galenit, chalkopyrit a blíže neurčenou NiAsS fázi. Jediným námi zjištěným minerálem hlušiny je křemen (Potočková et al. 2010). Podle dříve publikovaných studií by křemen měl být doprovázen i kalcitem (Veselý 1992).

V křemenné žilovině byly studovány fluidní inkluze metodou optické mikrotermometrie (Potočková et al. 2010). Z výsledků měření autoři usoudili na pravděpodobně magmatický nebo pozdně metamorfní původ fluid. Předpokládaný systém fluid dle kryometrických měření je H₂O-MgCl₂-NaCl s celkovou salinitou v rozmezí 2,4-9,9 hm. % NaCl ekv. Teploty homogenizací primárních inkluzí, které byly později využity pro výpočet izotopového složení fluid, se pohybují v intervalu 129-259 °C.

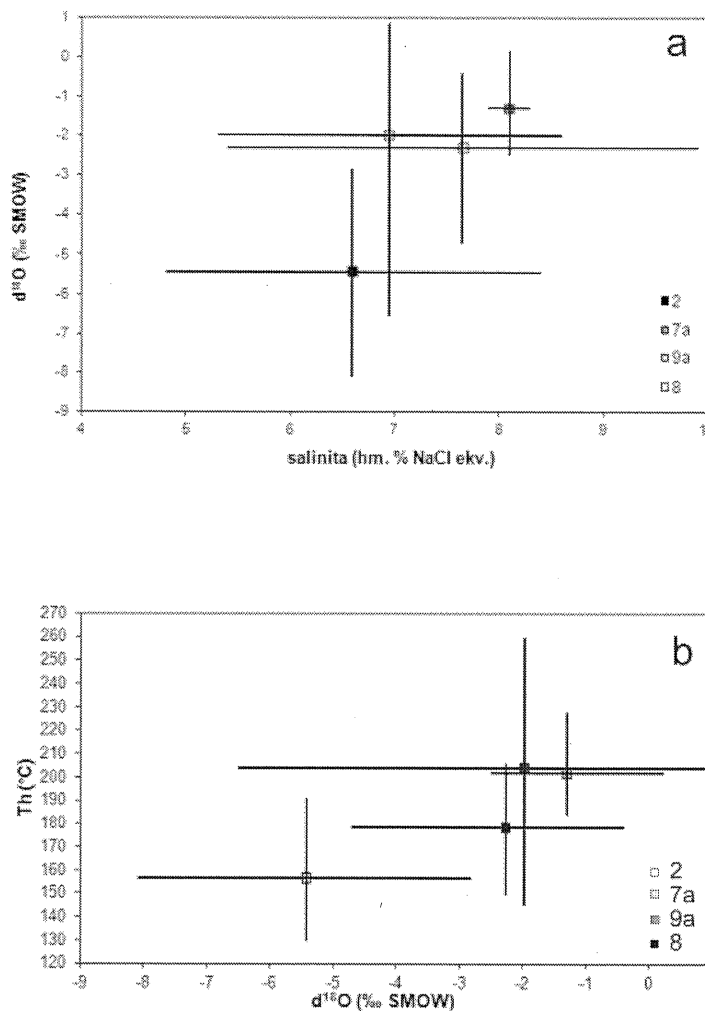
Pro analýzu výluhů fluidních inkluzí a izotopového složení kyslíku v křemenu byly využity stejné vzorky žiloviny jako pro optickou mikrotermometrii. Jedná se o 2 vzorky ze Zákopů, 2 ze Štůlní, 1 z Malého Štítka a navíc 1 vzorek kvarcitu ze Zákopů pro izotopovou analýzu. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ pro křemen vyšly v rozmezí +9,4 až +10,8 ‰ SMOW, vzorek kvarcitu dosáhl hodnoty 13,5 ‰ SMOW. Data pro křemen byla přepočtena dle rovnice Zhenga (1993) na izotopové složení hydrotermálních roztoků, s použitím homogenizačních teplot primárních fluidních inkluzí, naměřených v daném vzorku. Izotopové složení kyslíku vody těchto fluid je poměrně variabilní, mezi -8,1 a +0,9 ‰ SMOW. Vypočtené hodnoty jsou vesměs záporné, což by mohlo indikovat převážně meteorický původ fluid (Craig 1961, Hoefs 2004; složení současné meteorické vody v ČR cca -9 až -11 ‰ SMOW – Novák et al. 2005). Nulové $\delta^{18}\text{O}$ hodnoty jsou charakteristické pro vodu mořskou. Ostatní v dané situaci potenciálně možné typy roztoků mají hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ v kladných hodnotách (magmatická voda +6 až +10 ‰ SMOW – Hoefs 2004; metamorfní voda +5 až +25 ‰ SMOW – Taylor 1974). Vzhledem k širšímu rozptylu vypočítaných hodnot $\delta^{18}\text{O}$ fluid nelze vyloučit, že se jedná o míchání více genetických typů vod, kde však dominantní roli hrála voda meteorická. Mísení fluid nasvědčují i trendy závislosti hodnot $\delta^{18}\text{O}$ fluid na salinitě fluid a na Th (teploty homogenizace primárních fluidních inkluzí; obr. 1 a, b). Z těchto diagramů lze předpokládat mísení fluida s nízkými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$, relativně nižší salinitou a nižšími Th (meteorická voda) s fluidy s vyššími hodnotami $\delta^{18}\text{O}$, relativně vyšší salinitou a vyššími Th.

Z výsledků analýzy výluhů fluidních inkluzí je patrné, že dominantním aniontem je Cl (307-821 ppb). Výjimkou je vzorek z Malého Štítku (převažuje NO_3^- - možná způsobeno kontaminací při čištění vzorku). Z kationtů výrazně převažuje Ca (zejména na lokalitě Štůlně; až 3250 ppb), dále pak K (až 1004 ppb) a Na (970 ppb). Molární poměry Br/Cl a I/Cl vykazují poměrně širokou variabilitu ($\text{Br/Cl} = 0,8-2,1 \times 10^{-3}$; $\text{I/Cl} = 34-341 \times 10^{-6}$). Poměry Ca/Na se pohybují v rozmezí 0,4-3,2, pro K/Na 0,3-1,1 a pro Li/Na 0,1-0,3. Hodnoty Br/Cl a I/Cl byly vyneseny do diagramu se srovnávacími daty (obr. 2). Ve srovnání s mořskou vodou jsou poměry Br/Cl výrazně nad a pod jejími hodnotami (pouze dvě analýzy jsou srovnatelné). Všechny stanovené molární poměry I/Cl výrazně převyšují hodnoty pro mořskou vodu. Lokalita Hory má obdobné výsledky jako analýzy z Au-žil z Mokrska a z vysoce salinních povariských fluid z Českého masivu.

Jako nejpravděpodobnější hlavní zdroj roztoků podle dřívějšího mikrotermometrického studia fluidních inkluzí v Horách u Předína (Potočková et al. 2010) se jevila voda magmatického nebo pozdně (retrogradně?) metamorfního původu.

Srážková voda jako hlavní zdroj nebyla příliš pravděpodobně vzhledem ke stálým a relativně zvýšeným hodnotám salinity (až 9,9 hm. % NaCl ekv.). Z nových analýz však jasně vyplývá, že se jedná o velmi složitý systém. Z izotopového složení fluid ($\delta^{18}\text{O} -8,1$ a $+0,9$ ‰ SMOW) lze usoudit, že dominantním zdrojem fluid je meteorická voda (složení současné meteorické vody dle Nováka et al. 2005 je -9 až -11 ‰ SMOW), která se míchá minimálně s jedním dalším genetickým typem vod vzhledem k poměrně širokému rozptylu hodnot $\delta^{18}\text{O}$. Jedná se o tyto možnosti:

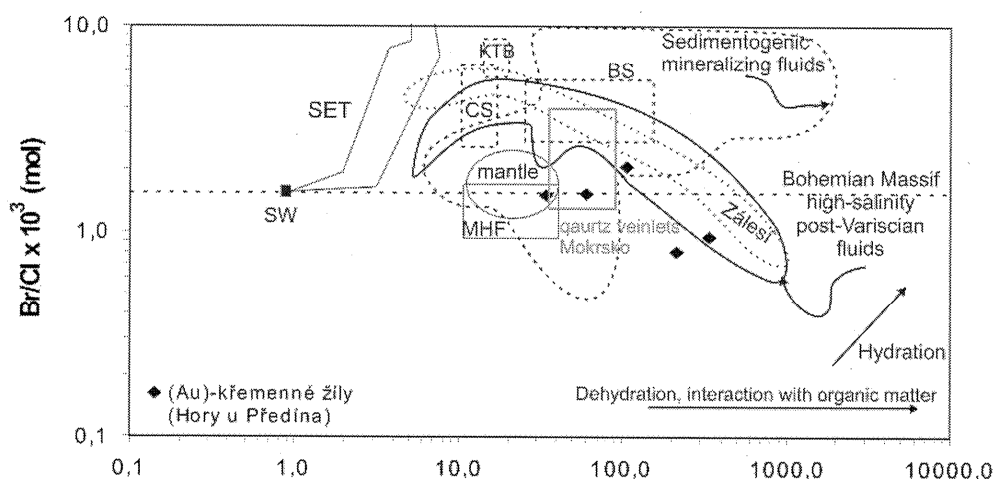
1. Magmatická fluida spojená s frakční krystalizací magmatu nebo fázovou separací, která jsou charakteristická zvýšenými kladnými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ (v rozmezí $+5$ až $+25$ ‰ SMOW; Sheppard 1986, Bodnar 1995). Co se týče molárních poměrů halogenů, mají nekontaminovaná magmatická fluida obdobné charakteristiky jako fluida z Hor u Předína (viz obr. 2). Z obr. 2 je patrné, že některé analýzy mají podobné či shodné poměry Br/Cl nebo I/Cl a nebo obou zároveň.



Obr. 1: a – Graf závislosti $\delta^{18}\text{O}$ na salinitě. b – Graf závislosti $\delta^{18}\text{O}$ na T_h primárních fluidních inkluzí. Černými čarami v grafu jsou vyznačeny rozsahy hodnot pro daný vzorek, vyneseny jsou průměrné hodnoty. 2 – Štůlně; 7a – Zákopy; 9a – Zákopy; 8 – Malý Štítek.

2. Štítové solanky (vč. Českého masivu, např. Pačes 1987). Jsou typické tím, že mají zvýšené Br/Cl poměry ($3,5 \times 10^{-3}$ až $6,5 \times 10^{-3}$). Poměry I/Cl u tohoto typu solanek se pohybují nejčastěji v rozmezí 10×10^{-6} až 100×10^{-6} (obr. 2). Zvýšené obsahy jódu v některých solankách jsou vysvětlovány přísunem diageneticky modifikované mořské vody (např. Bottomley et al. 2002).
3. Fluida spojená s vypařováním mořské vody a s rozpouštěním evaporitů (Carpenter 1978, Fontes and Matray 1993). Vypařování mořské vody nad bodem nasycení halitem vede ke vzniku solanek se zvýšenými Br/Cl a I/Cl poměry (obr. 3), což je způsobeno tím, že při srážení chloridů vstupuje do jejich krystalové struktury velmi málo bromidů a jodidů. Postupné srážení evaporitů však naopak vede ke vzniku solanek s velmi nízkými Br/Cl poměry. Poměry halogenů v solankách se mohou ještě zvyšovat v důsledku následné interakce solanek s organickou hmotou, která je silně obohacena o jód (Muramatsu and Wedepohl 1998, obr. 2).

Vzhledem k poměrně široké variabilitě obsahu halogenů v Horách u Předína lze předpokládat, že došlo k reakci meteorické vody hlavně s třetím typem fluid (solanky vzniklé vypařováním mořské vody a solanky vzniklé rozpouštěním evaporitů), méně pak s roztoky magmatického původu/ štítovými solankami.



Obr. 2: Diagram I/Cl vs. Br/Cl výluhů fluidních inkluzí z Hor u Předína a jejich srovnání s fluidy různého původu. Převzato a upraveno podle Dolníčka et al. (2009). SW mořská voda, SET linie evaporace mořské vody, MHF nekontaminovaná magmatická hydrotermální fluida, CS solanky kanadského štítu, BS solanky baltického štítu, KTB solanky navrtané vrtem KTB (Bavorsko, Český masiv).

Poděkování

Práce je součástí projektu IGA UP PrF/2011/010 „Fluidní systémy moldanubika“.

Literatura

- Bodnar, R. J. (1995): Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Thompson J. F. H. (ed): *Magma, fluids, and ore deposits*. Mineral Assoc Canada Short Course 23, 129-152.
- Bottomley, D. J., Renaud J., Kotzer T., Clark I. D. (2002): Iodine-129 constraints on residence times of deep marine brines in the Canadian Shield. *Geology*, 30, 7, 587-590.
- Carpenter, A. B. (1978): Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. *Oklahoma Geol Surv*, 79, 60-77.
- Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Dolníček, Z., Fojt, B., Prochaska, W., Kučera, J., Sulovský, P. (2009): Origin of the Zálesí U-Ni-co-As-Ag/Bi deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. *Miner. Deposita*, 44, 81-97.
- Fontes, J. Ch., Matray, J. M. (1993) Geochemistry and origin of formation brines from the Paris basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts. *Chem Geol*, 109, 149-175.
- Hoefs, J. (2004): *Stable Isotope Geochemistry*, Springer, Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Koutek, J. (1924): O zlatonosném území v okolí Hor na jihozápadní Moravě. *Čas. Vlast. Spolku musejního*, 35, 1-2, 1-5. Olomouc.
- Muramatsu, Y., Wedepohl, K. H. (1998): The distribution of iodine in the earth's crust. *Chem Geol*, 147, 201-216.
- Novák, M., Vile, M. A., Bottrell, S. H., Štěpánová, M., Jačková, I., Buzek, F., Přechová, E., Newton, R. J. (2005): Isotope systematics of sulfate – oxygen and sulfate – sulfur in six European peatlands. *Biogeo-chemistry*, 76, 187 – 213.
- Pačes, T. (1987): Hydrochemical evolution of saline waters from crystalline rocks of the Bohemian Massif (Czechoslovakia). In: Fritz P., Frapé S. K. (eds): *Saline water and gases in crystalline rocks*. Geol Assoc Canada Spec Pap., 145-156.
- Potočková, T., Dolníček, Z., Houzar, S., Škrdla, P., Vokáč, M. (2010): Primární zlatonosná mineralizace v okolí Hor u Předína, západní Morava. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 1, 95, 83-104.
- Sheppard, S. M. F. (1986): Characterization and isotopic variations in natural waters. *Rev Mineral*, 16 165-183.
- Taylor, H. P. (1974): The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, 69, 843-883.
- Veselý, J. (1992): Moravské moldanubikum. In: Morávek, P., Aichler, J., Doškář, Z., Duda, J., Ďurišová, J., Hauk, J., Janatka, J., Kalenda, F., Klomínský, J., Květoň, P., Litochleb, J., Malec, J., Mrázek, I., Novák, F., Pouba, Z., Pudilová, M., Punčochář, M., Skácel, J., Soukup, B., Studničná, B., Sztacho, P., Šponar, P., Tásler, R. ml., Váňa, T., Vaněček, M., Veselý, J. (eds.) *Zlato v Českém masivu. Český geologický ústav, Praha*, pp. 118-120.
- Vokáč, M., Houzar, S., Škrdla, P. (2008): Dolování zlata v širším okolí Hor u Předína na západní Moravě: dějiny výzkumů, historie dolování, topografie a archeologie lokalit a přehled geologických poměrů. *Sborník semináře Stříbrná Jihlava 2007*, pp. 1 – 30.
- Zheng, Y. F. (1993): Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1079-1091.

PŘEDBĚŽNÉ PALEONTOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ LOKALITY BŘEZINA 3 A JEJÍ
SROVNÁNÍ S OSTATNÍMI VÝSKYTY TRILOBITOVÉ FAUNY V BŘIDLICÍCH BŘEZINSKÉHO
SOVRSTVÍ V OKOLÍ OBCE BŘEZINA V MORAVSKÉM KRASU

Štěpán Rak¹, Tomáš Viktorýn²

¹Universita Karlova, přírodovědecká fakulta, Albertov 6, 128 43, Praha 2; deiphon@geologist.com

²Černého 18, 635 00, Brno – Bystrc; tomasovec@centrum

V následujícím textu jsou shrnuty dosavadní výsledky paleontologického studia trilobitového společenstva z břidlic březinského souvrství, objeveného při mapování RNDr. Otavy v okolí obce Březina. Jednotlivé nálezy jsou kvantitativně rozděleny a v tabulkovém přehledu je následně uvedeno srovnání výskytu taxonů z nově objevené lokality se všemi dosud známými výskyty obdobné trilobitové fauny z okolí obce Březina (Rak & Viktorýn, 2010).

Nově je popsán dosud první výskyt taxonu *Spinibole* (*Spinibole*) aff. *ruethenensis* Hahn & Hahn, 1969 z oblasti Moravského krasu, který doplňuje srovnání trilobitové fauny z oblasti Harzu a Rýnského Břidličného pohoří (NSR).

Fosiliferní výskyty břidlic březinského souvrství jsou dosud uváděny pouze z následujících lokalit v Moravském krasu: Z typové lokality (Chlupáč, 1966), z pole ležícího na j. okraji obce Březina, ze Zbrašova, z Čelechovic, z údolí Říčky, z lomů Mokrý u Brna a ze sondy v zalesněném území j. od obce Březina (Rak & Viktorýn, 2010). V textu níže jsou vzájemně korelovány pouze lokality s obdobnou faunou, jedná se o naleziště v blízkém okolí obce Březina. Trilobitová fauna pocházející z výše uvedených lokalit doplňuje celkové poznatky o rozšíření trilobitových taxonů v břidlicích březinského souvrství.

S ohledem na různý stupeň dorzoventrální a laterální deformace nebylo vždy možné přesněji determinovat nalezené exempláře. Týká se to především nálezů z typové lokality (Březina 1), kdy nepříznivě zachovaná neúplná pygidia zástupců podrodu *Archegonus* (*Phillibole*) nebylo možné blíže určit. Lze je pouze obtížně porovnat s nálezmi pocházejícími ze dvou zbývajících nalezišť a není tedy zcela jednoznačné, zda se jedná o shodné taxony i na druhové úrovni.

Výskyt fosiliferních břidlic březinského souvrství na nově objevené lokalitě doplňuje dosavadní poznatky o rozšíření trilobitové fauny v Moravském krasu a její lokální taxonomické diverzifikaci, která zřejmě odráží odlišnou autekologickou situaci na daných lokalitách. Paleoeologická prostředí byla zřejmě do určité míry variabilní, což odráží proměnlivý výskyt slepých druhů a druhů s redukovanými očima, popřípadě i taxonů s normální velikostí očí. Jejich vzájemné kombinace sahající až ke společenstvu s výrazně redukovanými či chybějícími očima („atheloptic association“) jsou předmětem dalšího studia.

Typová lokalita popsaná Chlupáčem (1966) se nacházela na jižním okraji obce Březina a jednalo se o horninový skelet na poli. Tato lokalita byla pracovním názvem Březina 1. Lokalita fosiliferních aleuropelitických břidlic v zalesněném terénu jižně od obce objevená Viktorýnem (Rak & Viktorýn, 2010), která velmi pravděpodobně leží v jižním pokračování pruhu břidlic březinského souvrství výše uvedené typové lokality, je zde pro zjednodušení označena jako Březina 2. A konečně, nově objevená - a zde poprvé popsaná - lokalita nacházející se cca 1500m severozápadně od obce Březina je uvedena pod pracovním názvem Březina 3 (viz tabulka výskytů jednotlivých taxonů).

Zastoupení jednotlivých trilobitových taxonů v blízkosti obce Březina bylo ze tří uvedených lokalit vzájemně porovnáno. Výsledná tabulka obsahuje srovnání kvantitativního výskytu jednotlivých trilobitů. Tato studie poslouží k pozdějšímu zpracování autekologie spodnokarbonského trilobitového společenstva z břidlic březinského souvrství.

Z nově objevené lokality Březina 3 je poprvé pro Moravský kras popsán výskyt taxonu *Spinibole* (*Spinibole*) aff. *ruethenensis* Hahn & Hahn, 1969, jehož zřejmě nejpríbuznější druh *Spinibole* (*S.*) *ruethenensis* byl do té doby popsán z Německa (cu IIδ, Rýnský masív

(Sauerland) - Harz, viz Hahn & Hahn, 1969). Z lokality Březina 2 pochází nález exuvie, jehož zařazení k uvedenému druhu je nejisté.

Taxon trilobita	Březina 1	Březina 2	Březina 3
<i>Spinibole (Spinibole) olgae</i> Chlupáč, 1966	> 230	71	15
<i>Archegonus (Phillibole) nehdenensis</i> Hahn & Hahn 1969	2?	62	78
<i>Archegonus (Phillibole) habena</i> Owens & Tilsley, 1995	?	85	58
<i>Liobole (Liobole) glabra proxima</i> Chlupáč, 1966	21	9	11
<i>Chlupacula (Chiides) moravica</i> (Chlupáč, 1956)	30	89	115
<i>Carbonocoryphe (Carbonocoryphe) aff. bindemanni</i> Richter & Richter, 1950	3	3	11
<i>Spinibole (Spinibole) aff. ruethenensis</i> Hahn & Hahn, 1969	0	1?	21

Z lokality Březina 3 bylo pak získáno celkem 21 částí exoskeletonu (13 kranidií a 9 pygidií), které autoři přiřazují k výše uvedenému druhu. Výskyty trilobitové asociace *Spinibole* – *Archegonus (Phillibole)* jeví značnou afinitu s německou oblastí popisovanou z Rýnského masivu ze severní části oblasti Sauerland (Nehden, Rüthen), odkud pochází typový materiál uložený ve Forschungsinstitut Senckenberg ve Frankfurtu nad Mohanem.

Kvantitativní zastoupení jednotlivých taxonů trilobitů je na všech třech lokalitách zcela odlišné. Zatímco na typové lokalitě je majoritní druh *Spinibole (Spinibole) olgae* Chlupáč, 1966 představující cca 3/4 z celkového počtu zde nalezených jedinců trilobitů, na lokalitě Březina 2 již dominantní není, ačkoliv je stále relativně hojný. Jeho zastoupení je nejnižší na lokalitě Březina 3, kde je tento vůdčí druh zároveň nepoměrně vzácnější i v porovnání s nově zaznamenaným taxonem *Spinibole (Spinibole) aff. ruethenensis*. Významné rozdíly v četnosti výskytu jednotlivých druhů lze také konstatovat u dvou zástupců podrodu *Archegonus (Phillibole)*, které na typové lokalitě patří k minoritním druhům.

Významný rozdíl oproti typové lokalitě lze také zaznamenat v litologickém vývoji samotných břidlic. V nově objeveném nalezišti totiž převažují chladně šedo-zelenavé vápnité břidlice nad rozpadavými aleuropelity, známými z lokalit Březina 1 a 2. Výrazná karbonátová příměs v jinak charakteristicky dobře vrstevnaté břidlicové facii pravděpodobně souvisí s rozdílným prostředím, které lze interpretovat také na výrazných rozdílech v zastoupení jednotlivých taxonů trilobitů. Otázkou litologie a celkové sedimentace pánve, stejně jako problematikou autekologie celkového fosilního společenstva se budou nadále zabývat autoři tohoto příspěvku.

Nově objevené fosiliferní břidlice březinského souvrství na lokalitě Březina 3 poskytly velmi četné - a v případě této lokality dokonce majoritní - zastoupení druhu *Chlupacula (Chiides) moravica* (Chlupáč, 1956). Významné kvantitativní zastoupení – jinak velmi vzácného - trilobita *Carbonocoryphe (Carbonocoryphe) aff. bindemanni* Richter & Richter, 1950 stejně jako objev pro oblast Moravského krasu dosud neznámého druhu *Spinibole (Spinibole) aff. ruethenensis* právem řadí lokalitu Březina 3 k výjimečným nalezištím v rámci celého Moravského krasu a přibližují tak vývoj břidlic březinského souvrství k vývoji známému z oblastí Harzu a Rýnského Břidličného pohoří (Steeden a Nehden) v NSR.

Poděkování

Hlavní dík obou autorů patří především RNDr. Jiřímu Otavovi z ČGS Leitnerova – Brno, který nás ochotně seznámil s nově objevenou lokalitou a nabídl možnost podílet se na společném projektu. Š. R. dále děkuje T. Viktorýnovi za neúnavnou práci v terénu a za získání velkého počtu vědecky cenných fosilií a v neposlední řadě Dr. Rudymu Lerosey-Aubrilovi, z Forschungsinstitut Senckenberg ve Frankfurtu nad Mohanem za umožnění srovnání typového materiálu s nově nalezenými exempláři z lokalit v okolí Březiny, Tomáši Weinerovi pak za finální úpravy této předběžné paleontologické zprávy a zpřesnění některých údajů.

Literatura

- Hahn, G., Hahn, R. (1969): Kulm–Trilobiten von Nehden und Rütthen (Sauerland). - *Senckenbergiana lethaea*, 50(4): 273-289.
- Chlupáč, I. (1956): Nález spodnokarbonské fauny u Hranic na Moravě. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 31: 268-273.
- Chlupáč, I. (1966): The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of The Moravian Karst. - *Sborník geologických věd, paleontologická řada P*, 7:1-143.
- Owens, R. M., Tilsley, J. W. (1995): An atheloptic trilobite assemblage from the Carboniferous of North Devon. - *Geological Magazine*, 132 (6):713-728.
- Rak, Š, Viktorýn, T. (2010): Nový nález artikulovaného exoskeletonu trilobita *Spinibole* (*Spinibole*) *olgae*, Chlupáč, 1966 z Moravského krasu. - *Zprávy o Geologických výzkumech v roce (2009)*: 157-159.
- Richter, Richter (1950): Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. – *Senckenbergiana lethaea*, 32(1/2): 219-266.

**DVOJSLÍDNÉ GRANITY SEVEROVÝCHODNÍHO OKRAJE CENTRÁLNÍHO
MOLDANUBICKÉHO PLUTONU****Miloš René¹, Pavel Hájek¹**

¹Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i., V Holešovičkách 41182 09, Praha 8;
rene@irms.cas.cz

Severovýchodní okraj centrálního moldanubického plutonu (CMP) mezi Boršovem, Bílým Kamenem a Jihlavou je tvořený jemnozrnnými až drobnozrnnými dvojslídnými stejnozrnnými granity. Vzhledem k tomu, že granity neobsahují na rozdíl od základního typu dvojslídných granitů CMP typu Mrákotín porfyrické vyrostlice, vymezila Veselá et al. (1991) tyto granity jako samostatné horninové typy. Převládajícím horninovým typem jsou drobnozrnné dvojslídné až biotiticko-muskovitické granity označované jako typ Bílý Kámen. Výrazně menší rozšíření mají jemnozrnné dvojslídné granity v okolí Jiřína, označované Matějkou (1997) jako typ Jiřín a drobnozrnné muskoviticko-biotitické granity až granodiority, označované jako typ Boršov (Veselá et al. 1991).

Všechny tyto tři typy se svým minerálním složením od granitů typu Mrákotín příliš neodlišují. Jejich hlavním odlišným znakem je absence porfyrických vyrostlic K-živce a relativně velká variabilita v poměru obsahu muskovitu a biotitu. V některých případech se mění množství biotitu v hornině v rozmezí několika decimetrů až metrů. Další odlišností od granitů typu Mrákotín mimo rozdílů ve velikosti zrna je výrazně větší obsah uzavřenin pararul, migmatitizovaných pararul až migmatitů v těchto granitech. Xenolity metasedimentů jsou různě veliké, od několika centimetrů do několika stovek metrů. Největší xenolity se vyskytují v lomu Bílý Kámen. V tomto lomu byly mimoto poblíž kontaktu s největším rulovým xenolitem nalezeny oválné uzavřeniny tvořené jemnozrnnou směsí chloritizovaného biotitu, muskovitu a pseudomorfóz po cordieritu, obklopené světlým reakčním lemem obsahujícím křemen, plagioklas a K-živec. Pro část granitů z lomu Boršov je charakteristický hojný výskyt drobných, 5-20 mm velikých, nodulí biotitu převzatých z původního metasedimentu. Ve všech výše uvedených typech granitů je častá přítomnost nepravidelných smouh a šlír bohatých na biotit. V oblasti kontaktu granitů CMP s okolním krystalinikem se často vyskytují apofýzy a samostatné žíly dvojslídných nebo biotiticko-muskovitických granitů. Apofýzy a žíly vyplňují pukliny SSV–JJZ směru.

Biotiticko-muskovitické až muskoviticko-biotitické granity obsahují křemen, K-živec, plagioklas, biotit a muskovit. Plagioklas je často zonální s oligoklasovým jádrem (An_{10-20}) a albitovým okrajem (An_{1-4}). Biotit je výrazně pleochroický, podle X je nažloutlý až světle okrově hnědý, podle Y a Z je hnědý až hnědočerný. Chemickým složením biotit odpovídá Mg-siderofylitu [$Fe/(Fe + Mg) = 0,67-0,75$, $Al^{(IV)} = 1.27-1.36$]. Muskovit se vyskytuje obvykle ve dvou generacích. Starší generace tvoří hypidiomorfně omezené tabulky, někdy

orientovaně srůstající s biotitem. Mladší generace muskovitu se vyskytuje ve formě drobných tabulek nebo jemnozrnných agregátů vznikajících na úkor K-živce, andalusitu, případně biotitu a cordieritu.

Akcesorické minerály jsou zastoupené ilmenitem, apatitem, andalusitem, zirkonem a monazitem. Ilmenit obsahuje významný podíl pyrophanitové komponenty (5–20 mol.%). Apatit, zirkon a monazit jsou obvykle uzavírány v biotitu. Větší apatitová zrna obsahují často uzavřeniny zirkonu a monazitu. Zirkon je vzácně koncentricky zonální nebo starší zrna zirkonu převzatá z původního metasedimentu jsou obrůstána mladším magmatickým zirkonem. Zirkon obsahuje mimo Hf a Y v menším množství P, REE, U a Th. Obsah Hf v zirkonu se pohybuje v rozmezí 1,0–1,9 wt.% HfO₂, obsah Y je v rozmezí 0,0–1,2 wt. Y₂O₃. Obsah ostatních izomorfních příměsí je nižší (0,19–0,92 wt.% P₂O₅, HREE 0,12–0,74 wt.% HREE₂O₃, U 0,0–1,41 wt.% UO₂, Th 0,01–0,75 wt.% ThO₂). Monazit-(Ce) obsahuje 9,2–20,8 mol.% cheralitové komponenty, 0,6–5,4 mol.% xenotimové komponenty a 0,1–2,2 mol.% huttonitové komponenty.

Analyzované granity jsou typické peraluminické granity s hodnotou A/CNK v rozmezí 1,1–1,3. Je pro ně charakteristický vyšší obsah K₂O (4,4–6,2 hmot.%) a převaha K₂O nad Na₂O. Jedná se o Ca-chudé granity s obsahem CaO v rozmezí 0,5–1,2 hmot.%. Obsah Ba je v analyzovaných granitech ve srovnání s granity typu Mrákotín vyšší (257–803 ppm), přičemž nejvyšší obsahy Ba jsou typické pro granity až granodiority z lomu Boršov (720–795 ppm). Obsah Zr se v analyzovaných granitech pohybuje v rozmezí 66–105 ppm, obsah Th je v rozmezí 7–17 ppm. Obsah Rb kolísá v rozmezí 212–279 ppm. Relativně vysoký poměr K/Rb (137–219) dokládá nepříliš výraznou frakcionaci granitové taveniny. Z obsahu LREE a Zr lze odvodit pravděpodobnou teplotu granitové taveniny v rozmezí 733 až 790 °C.

Poděkování

Studie vznikla za finanční podpory Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy (projekt ME10083).

Literatura

- Matějka, D. (1997): Chemismus hlavních typů granitů v severní části moldanubického plutonu. Zpr. geol. Výzk. v roce 1996, 47–48.
- Veselá, M. et al. (1991): Geologická mapa České republiky, list 23–23 Jihlava. Český geologický ústav. Praha.

VLIV PROVENIENCE KLASTICKÝCH SEDIMENTŮ NA SPEKTRÁLNÍ ZÁZNAMY GAMA ZÁŘENÍ

Daniel Šimíček¹, Ondřej Bábek^{1,2}

¹Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity, Kotlářská 2,
611 37 Brno; 106915@mail.muni.cz

²Katedra geologie Univerzity Palackého, 17. Listopadu 12, 771 46 Olomouc

Gamaspektrometrie (GRS) je metoda běžně používaná k měření přirozené radioaktivity hornin. Přestože je v přírodě známo na 80 různých radionuklidů, většina z nich se vyskytuje velice vzácně, a proto je přirozená radioaktivita hornin dána především obsahy tří nejběžnějších prvků: K, U a Th (IAEA 2003). Jejich rozdílná distribuce v písčitéch a jílovitých litologiích se stala základem pro běžně využívanou metodu gamaspektrometrické karotáže, kde slouží jako poměrně citlivý faciální indikátor (Doveton 1994, Rider 1999). Využití stejného postupu na výchozech je méně časté, ale jeho výhodou je možnost přímého pozorování studovaných litologií a jejich vzájemných vztahů. Cílem naší práce bylo ověřit možnosti využití této metody v prostředí nízkohesenické spodnokarbonské pánve.

Terénním gamaspektrometrem RS-230 s BGO scintilačním krystalem bylo změřeno na čtyři desítky výchozů sedimentů moravického a hradecko-kyjovického souvrství. U čtyřech vybraných profilů bylo provedeno krokové měření s 0,5 m rozestupy mezi jednotlivými měřicími stanovišti. V případě dalších lokalit se vzdálenosti mezi měřenými body odvíjely od přítomných facií. Délka měření na jednotlivých stanovištích byla 120 s. Měření bylo doplněno o základní faciální popis převzatý z práce Bábka et al. (2004). Odebrané vzorky hornin byly dále přeměřeny laboratorním gamaspektrometrem RT-50 s délkou měření každého vzorku 30 minut. Modální analýzy pískovců byly studovány standardní Gazzi-Dickinsonovou metodou (Ingersoll et al. 1984), která minimalizuje vliv velikosti zrna na minerální složení sedimentu. V každém výbrusovém preparátu bylo identifikováno 300 zrn a výsledky byly následně graficky prezentovány v ternárních diagramech Dickinsona a Suczka (1979). Katodoluminiscenční mikroskopie (Simon Neuser HC2) a studium vzorků na elektronové mikrosondě (CAMECA SX 100), prováděné na přírodovědecké fakultě MU v Brně, poskytly doplňující informace o chemickém složení minerálů, jakožto možných nositelích radioaktivních prvků v pískovcích. Minerální složení jílovitých břidlic bylo studováno rentgenovou práškovou difrakcí na difraktometru STOE Stadi P v transmisním režimu s Ge monochromátorem a lineárním PSD detektorem.

Faciální závislost obsahů K, U a Th není tak zřetelná, jak bývá často popisováno v literatuře (Doveton 1994). Průměrné koncentrace zmíněných prvků v pískovcích a slepencích stanovené terénní metodou jsou: K 3,22 %, U 5,76 ppm a Th 17,74 ppm, zatímco jílovce a heterolitické sedimenty mají průměrné obsahy jen mírně vyšší (K 3,82 %, U 5,81 ppm a Th 18,61 ppm) a na některých stratigrafických úrovních (brumovické a vikštejnské vrstvy) byly pískovce místy dokonce radioaktivnější než jílovce. Možné vysvětlení slabého faciálního vlivu na spektrální záznamy gama-záření lze hledat ve změnách koncentrací minerálů obsahujících K, U a Th. Průměrné složení pískovců odpovídá křemen-živcovým psamitům (Q71:F21:L8) a v ternárních diagramech zohledňujících provenienci materiálu spadá většina vzorků do pole recyklovaného orogenu. Modální složení pískovců, katodoluminiscenční mikroskopie a analýzy na mikrosondě odhalily jako hlavní zdroje draslíku draselné živce, muskovit (včetně sericitu), biotit a vzhledem ke své hojnosti také albit. U a Th jsou nejčastěji obsaženy v těžkých minerálech, např. xenotimu, monazitu, zirkonu a apatitu. Změny v modálním složení pískovců se odrážejí ve spektrálních záznamech gama záření a tvar karotážních křivek tak může být velmi silně ovlivněn změnami proveniencie.

Na základě celkového charakteru spektrálních křivek jsme v moravickém a hradecko-kyjovickém souvrství vyčlenili tři základní oddělení. Pro spodní oddíl je typický nárůst koncentrací U. Pískovce a jílovce mají zhruba stejnou radioaktivitu. Zdrojovými horninami byly převážně nízce metamorfované, sedimentární a vulkanické horniny. Sedimenty středního oddílu vykazují relativně zvýšené koncentrace U a částečně také Th, což se projevuje zvýšenou radioaktivitou pískovců do té míry, že místy převyšují i radioaktivitu jílovců. Ve středním oddílu (začátek svrchního visé) zaznamenáváme materiálový posun směrem k převážně magmatickým zdrojům s ultradraselnými plutonity (durbachity). Hranice středního a svrchního oddílu zhruba odpovídá hranici střední a svrchní zóny těžkých minerálů Hartleyho a Otavy (2001). Ve svrchním oddílu obecně klesají koncentrace U, Th a částečně také K a ve spektrech gama záření se začíná více uplatňovat předpokládaný faciální vliv. Proveniencie pískovců se v nejsvrchnějším visé opět posunuje, tentokrát směrem k vysoce metamorfovaným horninám jako jsou ruly a granulity. Pozorované provenienční změny jsou ve schodě s dřívějšími závěry Hartleyho a Otavy (2001), kteří je připisovali postupnému obnažování hlubších korových hornin v důsledku extrémně rychlého výzdvihu a následné erozi moldanubické příkrovové slupky v předpolí pánve.

V případě pečlivého odfiltrování faciálního vlivu na koncentrace K, U a Th odráží celkový charakter spektrálních křivek gama záření změny v modálním složení sedimentů. Vzhledem k relativní finanční nenáročnosti a rychlé akumulaci datového souboru lze gamaspektrometrii doporučit jako vhodnou doplňkovou metodu při studiu proveniencie a stratigrafie siliciklastických sedimentů, zvláště v prostředí s nedostatkem vhodného paleontologického materiálu.

Poděkování

Tato práce byla finančně zajištěna grantem GAČR č. 205/09/1257.

Literatura

- Bábek, O., Mikuláš, R., Zapletal, J., Lehotský, T. (2004): Combined tectonic-sediment supply-driven cycles in a lower carboniferous deep-marine foreland basin, Moravice Formation, Czech Republic. *International Journal of Earth Science*, 93, 241–261.
- Dickinson, W. R., Suczek, C. A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist*, 63, 2164–2182.
- Doveton, J. H. (1994): *Geologic Log Interpretation: Reading the Rocks from Wireline Logs*. SEPM Short Course Notes, 29, 1–169. Tulsa.
- Hartley, A., Otava, J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. *J. Geol. Soc.*, 158, 1, 137–150.
- IAEA (International Atomic Energy Agency), 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. (IAEA-TECDOC-1363), Wien.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., Sares, S.W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, 54, 103–116.
- Rider, M. H. (1999): *The Geological Interpretation of Well Logs*, 2nd Edition. Blackie and Son Limited, 1–288. Glasgow.

NOVÉ NÁLEZY TRILOBITŮ Z BŘIDLIC BŘEZINSKÉHO SOUVRSTVÍ V ÚDOLÍ ŘÍČKY U BRNA (VISÉ, MORAVSKÝ KRAS)

**Tomáš Weiner¹, Carsten Brauckmann², Hedvika Poukarová¹,
Štěpán Rak³, Jiří Kalvoda¹**

¹Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity, Kotlářská 2,
611 37 Brno; tomasweiner@volny.cz; h.poukarova@seznam.cz; jkalvoda@centrum.cz

²Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Clausthal, Leibnizstraße 10; D-38678
Clausthal-Zellerfeld; Carsten.Brauckmann@tu-clausthal.de

³Universita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Albertov 6, 128 43, Praha 2; deiphon@geologist.com

Během roku 2011 byly objeveny nové fosiliferní polohy břidlic březinského souvrství v údolí Říčky u Brna. Trilobitová fauna byla z břidlic březinského souvrství v údolí Říčky dosud známa pouze z vrtů situovaných přibližně 100 m severně od koupaliště, ze kterých Chlupáč (1966) určil taxony *Liobole* aff. *glabroides* Richter & Richter, 1951 a „*Cyrtosymbole* (*Macrobolen*) sp.“ Nové sběry makrofosilií pochází z pravého břehu Říčky, přibližně 2,5 km jjz. od Ochozi. Ve výchozu silicifikovaných aleuropelitů byla zjištěna trilobitová fauna doprovázená ramenonožci, mlži, hlavonožci a krinoidy. Kromě těchto fosilií byly v aleuropelitických břidlicích nalezeny valouny vápenců. Ve výbrusech z valounu, který litologií odpovídá hádsko-říčským vápencům líšeňského souvrství, byla zjištěna přítomnost foraminifery *Darjella monilis* Malakhova, 1964 svědčící pro stáří svrchního tournai (zóny MFZ7 až spodní MFZ8 sensu Devyust & Hance in Poty et al. 2006). Z nového materiálu trilobitové fauny, který zahrnuje minimálně 80 exemplářů (přibližně 20 úplných nebo téměř úplných exoskeletonů a 60 izolovaných částí) byly předběžně určeny 4 taxony naznačující stáří stupně visé: *Archegonus* (*Phillibole*) cf. *polleni* (Woodward, 1894) (viz obr. 1), *Archegonus* (*Phillibole*) cf. *cauliquercus* Brauckmann, 1981, *Liobole* (*Liobole*) *glabra proxima* Chlupáč, 1966 a *?Spinibole* sp. Chlupáč, 1966. Kromě poddruhu *Liobole* (*L.*) *glabra proxima* představují zbylé tři taxony dosud nezaznamenané druhy z březinských břidlic.

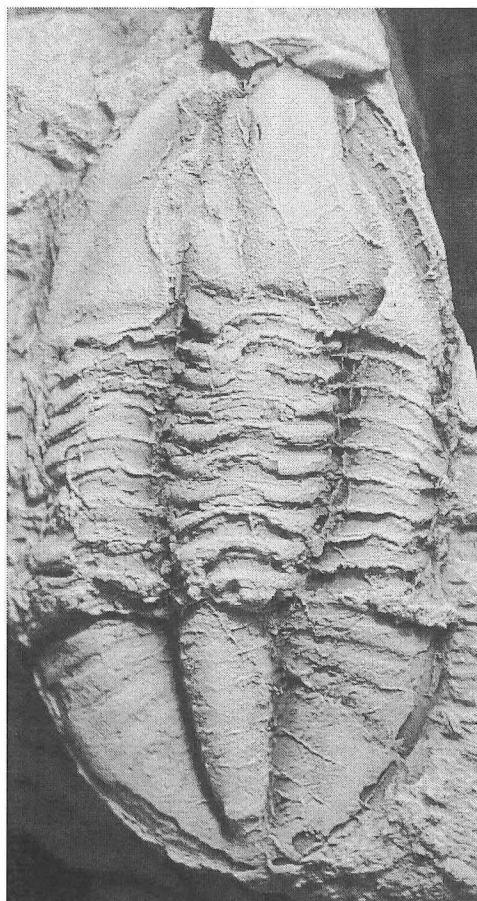
Obr. 1: *Archegonus (Phillibole) cf. polleni* (Woodward, 1894) z nově objevených fosiliferních poloh březinského souvrství v údolí Říčky u Brna; visé; délka exempláře cca 2 cm.

Taxon *Archegonus (Ph.) polleni* je uváděn z Anglie (typové exempláře ze zóny cuIII α), Irska a Německa. Celkový stratigrafický rozsah tohoto druhu nebo případně jemu blízkých forem je zřejmě spodní až svrchní visé (cuII γ až cuIII α ; viz Archinal, 1992).

Archegonus (Ph.) cauliquercus je dosud znám pouze z Německa (Rýnský masiv; cuIII α , svrchní visé).

?*Spinibole* sp. jeví značnou podobnost s taxonem *Spinibole (S.) ruethenensis* Hahn & Hahn, 1969 popsaného z Německa (Rýnské břidličné pohoří, Harz; cuII δ , svrchní visé). Morfologicky podobné exempláře určené jako *Spinibole (Spinibole) aff. ruethenensis* byly aktuálně zjištěny i z okolí Březiny (pravděpodobně spodní nebo střední visé, cuII γ –cuII δ).

Předběžně prostudovaný materiál z nové lokality nevykazuje totožnost s výše zmíněnými nálezy z vrtů v údolí Říčky. Je však částečně faunisticky shodný s „horizontem *Spinibole olgae*“ (přítomnost *Liobole (L.) glabra proxima* a ?*Spinibole* sp.) dosud doloženého z okolí Březiny, Zbrašova u Hranic a Čelechovic. Jak ukazují i nové sběry z okolí Březiny, četnost vůdčího druhu *Spinibole (Spinibole) olgae* Chlupáč, 1966 je na jednotlivých lokalitách proměnlivá. Na nové lokalitě v údolí Říčky nebyl tento taxon zatím prokázán. Pro „horizont *Spinibole olgae*“ je navíc typické zastoupení taxonů s malými nebo zcela redukovanými očima („atheloptic association“, viz Owens–Tilsley, 1995), což nesplňují nově zjištěné taxony *Archegonus (Ph.) cf. polleni* a *Archegonus (Ph.) cf. cauliquercus*. Zmíněné odlišnosti v zastoupení jednotlivých taxonů zřejmě spočívají v odlišné paleoekologii, vyloučit nelze ani stratigrafické příčiny.



Poděkování

Autoři děkují Tomáši Viktorýnovi za poskytnutí části materiálu ke studiu. Příspěvek byl podpořen prostřednictvím projektu GAČR 205/08/0182.

Literatura

- Archinal, A. (1992): Revision der Gattung *Archegonus (Phillibole)* (Trilobita, Ober-Devon/ Unter-Karbon). Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, 144, 1–133. Frankfurt am Main.
- Brauckmann, C. (1981): Eine neue Trilobiten-Art aus dem Kulm (Unter-Karbon, cu III α) von Aprath (Wuppertal, W-Deutschland). Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, 34, 92–95. Wuppertal.
- Hahn, G. & Hahn, R. (1969): Kulm-Trilobiten von Nehden und Rütthen (Sauerland). Senckenbergiana lethaea, 50, 4, 273–289. Frankfurt am Main.
- Chlupáč, I. (1956): Nález spodnokarbonské fauny u Hranic na Moravě. Věstník Ústředního ústavu geologického, 31, 268–273. Praha.
- Chlupáč, I. (1966): The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Moravian Karst. Sborník geologických věd, paleontologická řada P, 7, 1–143. Praha.
- Chlupáč, I. (1969): Lower Carboniferous fauna from Čelechovice (Moravia) and its significance. Časopis pro mineralogii a geologii, 2, 211–218. Praha.
- Owens, R. M., Tilsley, J. W. (1995): An atheloptic trilobite assemblage from the Carboniferous of North Devon. – *Geological Magazine*, 132, 6, 713–728. London.

- Poty, E., Devyust, F.X., Hance, L. (2006): Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and Northern France: a tool for Eurasian correlations. – *Geological Magazine*, 143, 6, 829–857. London.
- Rak, Š., Viktorýn, T. (2010): Nový nález artikulovaného exoskeletonu trilobita *Spinibole* (*Spinibole*) *olgae*, Chlupáč, 1966 z Moravského krasu. – *Zprávy o Geologických výzkumech v roce 2009*, 157–159. Praha.
- Woodward, H. (1894): Note on a collection of Carboniferous trilobites from the banks of the Hodder, near Stonyhurst, Lancashire. – *Geological Magazine*, 1, 481–489. London.

FLUIDNÍ INKLUZE V PÁSKOVANÝCH ŽELEZNÝCH RUDÁCH A GRANÁTOVCÍCH Z DESENSKÉ SKUPINY

Kamil Kropáč¹, Zdeněk Dolníček¹, Jiří Zimák¹, David Buriánek²

¹Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, 17. listopadu 12, 771 46, Olomouc; kamil.kropac@upol.cz; dolnicek@prfnw.upol.cz; zimak@prfnw.upol.cz

²Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno; david.burianek@geology.cz

Desenská skupina představuje kadomsky konsolidovanou parautochtonní jednotku, vystupující na bázi silezika, jenž buduje severovýchodní okraj Českého masivu. V její jižní části se v okolí obce Vernířovice na Sobotínsku vyskytují malá ložiska páskovaných křemen-magnetitových rud. Zrudnění tvoří stratigrafický horizont uložený v biotitických, částečně chloritizovaných pararulách, který se táhne ve dvou pruzích v délce přibližně 20 km. Rudní horizont je zvrásněný konformně s foliací hostitelských pararul a rozdělený na několik segmentů, jeho mocnost se pohybuje nejčastěji v řádech několika cm až cca 2 m (Pouba, 1970). Na některých ložiscích (např. Hutisko, Švagrov, Jelení hřbet) doprovázejí rudní horizont také horniny bohaté almandin-spessartinovým granátem (tj. „granátovce“ nebo „coticuly“; Kropáč et al., 2012). Podobné horniny se vyskytují i v širším okolí ložisek na lokalitě Hofberg, asi 1,5 km západně od kostela ve Vernířovicích. Pouba (1970) je považuje za manganem bohatou facii desenských páskovaných magnetitových rud typu „BIF“. Podoba protolitu magnetitového zrudnění je dosud předmětem rozsáhlé diskuse (viz např. práce Pouby, 1970; Fojta, 2002; Mückeho a Losose, 2007; Kropáče et al., 2012). Desenské pararuly odpovídají protolitu drob až pelitů (Grygar a Vavro, 1995). Klastické zirkony z desenských pararul dokazují neoproterozoické stáří (570–650 mil. let, datovány metodou Pb-Pb; Kröner et al., 2000). Během geotektonických událostí na počátku paleozoika pronikly pararulami mladší tělesa ortorul (blastomylonitů) a porfýrických metagranitů. Zirkony z ortorul byly datovány metodou Pb-Pb na $506,7 \pm 1,7$ mil. let (Kröner et al., 2000). Mimo ortorul a metagranitů hojně prostupují desenskými pararulami apofýzy tělesa sobotínského amfibolitového masivu, jehož absolutní stáří není známo (na základě stratigrafické pozice předpokládají různí autoři devon; např. Cháb et al., 1984) a lokálně pak také menší tělesa variských post-tektonických intruzivních hornin, reprezentovaná biotitickým až dvojslídny granitem Rudné hory a různými typy pegmatitů. Intruze vyvolaly v okolních horninách cirkulaci hydrotermálních roztoků, které daly na puklinách vzniknout četným mineralizacím alpského typu (např. Novotný a Zimák, 2003). Horniny desenské skupiny byly silně postiženy předvariskou a variskou polyfázovou metamorfózou. Během předvariské metamorfózy (M1), která byla pravděpodobně součástí kadomského geotektonického cyklu, dosáhly desenské pararuly lokálně stupně amfibolitové facie (Fediuková et al., 1985). Variský metamorfni přetisk (M2) pak horniny v zájmové oblasti vystavil teplotám ~600 °C a tlakům ~500 MPa (Košuličová a Štípská, 2007).

Vzorky křemen-magnetitových rud a granátovců byly podrobeny výzkumu s cílem zjištění chemického složení a geneze fluid zachycených při utváření jejich minerální asociace, pro přiblížení podmínek panujících v oblasti během variské metamorfózy (viz též práce Kropáče et al., 2012). Fluidní inkluze (dále jen FI) byly studovány metodou optické mikrotermometrie, ve standardních oboustranně leštěných výbrusech. Rozlišení primárních

(P), pseudosekundárních (PS) a sekundárních (S) inkluzí proběhlo podle kritérií popsanych v literatuře (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985). Teplotní parametry inkluzí byly změřeny na Katedře geologie PŘF UP v Olomouci v termokomoře Linkam THMSG 600. Salinity FI s vodným roztokem byly přepočteny podle Bodnara (1993). K interpretaci mikrotermometrických dat byl použit software Flincor (Brown, 1989).

Pro studium FI byly vybrány reprezentativní vzorky páskovaných železných rud z lokalit Švagrov a Jelení hřbet a granátovců z lokalit Hutisko a Hofberg. Železné rudy mají dobře vyvinutou páskovanou texturu, kterou tvoří střídání cca 1–10 mm mocných šedých až šedobílých křemenných pásků s obdobně širokými pásky s převahou magnetitu. Rudní pásky ve vzorku z Jeleního hřbetu mají lepidogranoblastickou strukturu, magnetit je v nich doprovázen chloritem, biotitem, epidotem, apatitem, plagioklasem, kalcitem a drobnými zrny granátu. Minerální asociace rudních pásků ve vzorku ze Švagrova je podobná, pouze se v nich navíc vyskytuje amfibol, který zde výrazně převažuje nad biotitem. V partiích bohatých na sloupcovité krystaly amfibolu nabývá struktura rudních pásků nematogranoblastický charakter. Granoblastické křemenné pásky jsou v obou vzorcích většinou monominerální. Undulózně zhášeující xenomorfní zrna křemene o velikosti do 1 mm posloužila ke studiu FI. Také v granátovci z Hutiska proběhla rekognoskace a následné měření mikrotermometrických parametrů ve FI uzavřených v xenomorfních zrnech křemene. Makroskopicky šedý křemenný pásek o mocnosti 5 mm je vzorku situován mezi jemnozrnnými růžovohnědými pásky, které jsou tvořeny převážně automorfními až hypautomorfními zrny granátu o velikosti 15–200 μm , nepravidelnými krystaly magnetitu, křemene, epidotu, apatitu a lupeny biotitu. Předmětem výzkumu FI v granátovci z Hofbergu se staly granátové porfyroblasty o průměru až 20 mm. Základní tkáň mezi porfyroblasty granátu má nevýraznou páskovanou texturu a její struktura přechází od granoblastické po nematogranoblastickou, zejména v závislosti na obsahu amfibolu, minerálů skupiny epidotu, magnetitu, apatitu a plagioklasu.

Na základě pozorování a měření mikrotermometrických parametrů byly rozlišeny čtyři základní typy FI (I–IV): Typ I reprezentují za pokojové teploty trojfázové (Lcar+Laq+V) nebo vzácněji dvoufázové (Lcar+Laq) $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ FI, které byly zaznamenány pouze ve vzorcích z lokalit Hutisko a Jelení hřbet. Tyto inkluze velikostí obvykle nepřesahují 10 μm a mají velmi proměnlivý tvar (mohou být pravidelné sférické bez výběžků, protažené nebo velmi nepravidelné a ploché). Vyskytují se soliterně, v řádcích nebo tvoří trojrozměrné shluky. Jejich geneze je problematická (P–PS–S), neboť všechny vykazují podobné mikrotermometrické charakteristiky. CO_2 fáze zaujímá cca 15–40 % z celkového objemu. Parciální homogenizace CO_2 fáze byla pozorována při $-12,3$ až $+31,1$ $^\circ\text{C}$ ($n=59$), naměřeným hodnotám odpovídají rozkolísané hustoty CO_2 mezi $0,466$ – $0,995$ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. CO_2 fáze zamrzla při zchlazení na teploty pod -93 $^\circ\text{C}$ a následné tání bylo zachyceno po zahřátí na teploty v rozmezí $-56,8$ až $-57,8$ $^\circ\text{C}$ ($n=58$). Teploty tání CO_2 jsou velmi blízko čistému CO_2 ($-56,6$ $^\circ\text{C}$), snížení teplot tání indikuje přítomnost jiných plynů, pravděpodobně až 3 mol. % CH_4 nebo až 6 mol. % N_2 (Thiéry et al., 1994). Jejich přesné určení není možné bez použití Ramanovy spektroskopie. Teploty tání klathrátu byly zaznamenány v rozmezí $+1,3$ $^\circ\text{C}$ až $+8,0$ $^\circ\text{C}$ ($n=55$), což odpovídá salinitám vodného roztoku 3,9–14,1 hm. % NaCl ekv. Teploty celkové homogenizace byly naměřeny mezi $+263$ a $+386$ $^\circ\text{C}$ ($n=41$), kdy došlo k úplnému rozpuštění minoritní CO_2 fáze ve vodném roztoku (tzv. „bubble-point“ homogenizace). Mnoho inkluzí však dekrepitovalo před dosažením homogenizační teploty (nejvyšší zjištěná teplota dekrepitace byla $+456$ $^\circ\text{C}$). Z naměřených hodnot mikrotermometrických parametrů vyplývá, že fluida zachycená ve FI typu I obsahují 83–95 mol. % H_2O , 3–17 mol. % CO_2 a 1–4 mol. % NaCl.

Typ II představují dvoufázové (L+V) FI s vodným roztokem a poměrně velkým objemem plynné fáze (až 50 obj. %). Tyto FI byly nalezeny v křemenu v železné rudě ze Švagrova a velmi vzácně ve vzorku z Jeleního hřbetu. Jejich geneze může být primární nebo pseudosekundární. Inkluze typu II jsou také velmi běžné v granátech ve vzorku z Hofbergu, kde probíhají v nespojitých řádcích. V tomto případě byla jejich geneze určena jako pseudosekundární. Většinou se jedná o malé (3–12 μm) trojrozměrné kónické inkluze s ostrými, či nerovnými okraji bez větších výběžků, které se vyskytují soliterně nebo na krátkých řádcích. Pro tento typ FI jsou charakteristické vysoké teploty homogenizace mezi

+244 až +375 °C (n=36) a teploty tání posledního ledu mezi -0,8 a -8,1 °C (n=20). Celková salinita fluid ve FI typu II se pohybuje v rozsahu 1,4–11,8 hm. % NaCl ekv. Výjimečně byly pozorovány teploty eutektika v rozmezí -15 až -24 °C (n=4).

Typ III je zastoupen za pokojové teploty dvoufázovými (L+V) FI s vodným roztokem, které se vyznačují relativně malým objemem plynné fáze (<15 obj. %) a nižšími teplotami celkové homogenizace (+105 až +198 °C). Na základě tvaru a teplot tání posledního ledu (respektive salinity) je lze rozdělit na dva subtypy: a) vysokosalinní FI PS?-S geneze, které tvarem a rozměry odpovídají typu II. Takové FI byly pozorovány na krátkých řádcích nebo jako trojrozměrné shluky v křemeni ve vzorcích z Hutiska a Jeleního hřbetu. Tání posledního ledu v nich bylo zaznamenáno při teplotách -7,3 až -9,6 °C (n=11), čemuž po přepočtu odpovídají salinity 10,9–13,5 hm. % NaCl ekv.; b) nízkosalinní FI sekundární geneze, jenž se vyskytují v křemeni ve vzorku ze Švagrova a v granátu ve vzorku z Hofbergu. Tyto FI mají plochých tvar a velmi nepravidelné okraje s výběžky o velikosti až 30 µm. Pozorovány v nich byly pouze dvě teploty eutektika při -19 a -21 °C. Poslední led roztál v rozmezí teplot -0,5 až -2,6 °C (n=12), salinity vodného roztoku byly vypočteny na 0,9–4,3 hm. % NaCl ekv.

K typu IV jsou řazeny za pokojové teploty jednofázové (L) sekundární FI s vodným roztokem, které se vyznačují plochým, nepravidelným tvarem s výběžky a velikostí až 20 µm. Vyskytují se ve všech studovaných vzorcích, zpravidla na dlouhých liniích přetínajících zrna křemene nebo granátu.

Fluidní inkluze typu I vykazují typické rysy metamorfních fluid (Diamond, 1994). CO₂ – H₂O inkluze s podobným složením a hustotami jsou popisovány také z jiných částí krystalinického komplexu silezika a jsou interpretovány jako fluida generovaná při variské metamorfóze (např. Ďurišová, 1990). V porovnání s FI v křemenech z mineralizací alpského typu v oblasti (Novotný a Zimák, 2003) se studované FI vyznačují vyššími hustotami CO₂. Interpretace geneze nízkosalinních FI s vysokými Th, které se vyskytují na řádcích v granátu ve vzorku z Hofbergu (typ II), je nejednoznačná. Tyto fluida mohou být geneticky spjata s rychlou exhumací horninové sekvence, kdy se nabízí vysvětlení vzniku odmísením CO₂ z fluid prvního typu při poklesu tlaku. Případně by mohly být odvozeny od mladších posttektonických variských granitoidních intruzí (např. granitu Rudné). Vysokosalinní fluida uzavíraná částí sekundárních FI typu III mohou být důsledkem hydratačních reakcí, které probíhaly v pozdních fázích variské metamorfózy (při retrogradní chloritizaci hornin vyššího metamorfního stupně), ale zcela vyloučen nemůže být ani externí zdroj vysokosalinních vodných roztoků. Migrace povariských vysokosalinních solanek podél zlomů v severní a východní části Českého masivu byla popsána více autory (např. Dolníčkem et al., 2009).

Literatura

- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 683–684.
- Brown, Ph. E. (1989): FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.). Second biennial Pan-American conference on reasearch on fluid inclusions, program with abstracts, 14.
- Fediuková, E., Fišera, M., Cháb, J., Kopečný, V., Rybka, R. (1985): Garnets of the Predevonian rocks in the eastern part of the Hrubý Jeseník Mts. North Moravia, (Czechoslovakia). *Acta Univ Carol, Geol.* 3, 197–234.
- Diamond, L.W. (1994): Introduction to phase relations of CO₂-H₂O fluid inclusions. In: De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (Eds.), *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*, 131–158.
- Dolníček, Z., Fojt, B., Prochaska, W., Kučera, J., Sulovský, P. (2009): Origin of the Zálesí U–Ni–Co–As–Ag/Bi deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. *Mineral. Deposita* 44, 1, 81–97.
- Ďurišová, J. (1990): Characterization of mineral-forming environment at selected sites of Jeseník Mountains, based on the research of fluid inclusions. *Sbor. geol. Věd, Lož. Geol. Mineral.* 29, 167–186.
- Fediuková, E., Fišera, M., Cháb, J., Kopečný, V., Rybka, R. (1985): Garnets of the Predevonian rocks in the eastern part of the Hrubý Jeseník Mts. North Moravia, (Czechoslovakia). *Acta Univ Carol, Geol.* 3, 197–234.
- Fojt, B. (2002): Páskované železné rudy v desenských rulách silezika: přehled názorů na jejich vznik; současný stav poznatků. *Sborník „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2002“*. 18–25. Olomouc.

- Grygar R., Vavro, M. (1995): Evolution of Lugosilesian Orocline (North-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. *Journ. Czech Geol. Soc.* 40, 65–90.
- Cháb, J., Fišera, M., Fediuková, E., Novotný, P., Opletal, M., Skácelová, D. (1984): Problémy tektonického a metamorfního vývoje východní části Hrubého Jeseníku. *Sbor. geol. Věd. Geol.* 39, 27–72.
- Košuličová, M., Štípská, P. (2007): Variations in the transient prograde geothermal gradient from chloritoid-staurolite equilibria: a case study from the Barrovian and Buchan-type domains in the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 25(1), 19–36.
- Kröner, A., Štípská, P., Schulmann, K., Jaeckel, P. (2000): Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Ed.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Fold Belt*. Geol. Soc., London. Spec. Pub. 179, 175–197.
- Kropáč, K., Buriánek, D., Zimák, J. (2012): Origin and metamorphic evolution of Fe-Mn-rich garnetites (coticules) in the Desná Unit (Silesicum, NE Bohemian Massif). *Chemie Erde – Geochemistry* (2011). doi:10.1016/j.chemer.2011.11.002 (v tisku).
- Mücke, A., Losos, Z. (2007): The magnetite mineralizations of the Desná Group in the Silesicum, Czech Republic: petrographic, mineralogical, and geochemical studies and their genetic implications. *Journal of Geosciences*, 52 (2007), 227–270.
- Novotný, P., Zimák J. (2003): Puklinová mineralizace alpského typu na lokalitách „Mísečky“ a „Černý důl“. *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.* 88, 123–138.
- Pouba, Z. (1970): Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. *Sbor. geol. Věd, Lož. Geol. Mineral* 12, 7–64.
- Roedder, E. (1984): Fluid inclusions. *Rev. Mineral.* 12, 1–644.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. H. M. (1985): *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie. Glasgow a Londýn.
- Thiéry, R., van den Kerkhof, A. M., Dubessy, J. (1994): VX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modelling for T < 31 °C and P < 400 bars. *Eur. J. Mineral.* 6, 6, 753–771.

MORAVSKOSLEZSKÉ PALEOZOIKUM 2012

PROGRAM SEMINÁŘE

Posluchárna LP – 3005

- 9:00 – 9:15 **Zahájení**
- 9:15 – 9:30 Tomáš Lehotský
145. VÝROČÍ NAROZENÍ DR. MAURICE REMEŠE
- 9:30 – 9:45 Jan Černý, Jiří Otava, Rostislav Melichar
PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY STRUKTURNĚ GEOLOGICKÉHO STUDIA NA LISTU JEDOVNICE, MORAVSKÝ KRAS
- 9:45 – 10:00 Jiří Otava, Jan Černý
PALEOKRAS NEBO TEKTONIKA? BŘEZINA-VYSOKÁ, MORAVSKÝ KRAS
- 10:00 – 10:15 Miloš René, Pavel Hájek
DVOJSLÍDNÉ GRANITY SEVEROVÝCHODNÍHO OKRAJE CENTRÁLNÍHO MOLDANUBICKÉHO PLUTONU
- 10:15 – 10:30 **Přestávka**
- 10:30 – 10:45 David Buriánek
NOVÝ NÁLEZ RESTITU NA VÝCHODNÍM OKRAJI MOLDANUBICKÉHO PLUTONU
- 10:45 – 11:00 Lukáš Krmíček, Stanislav Houzar, Michaela Krmíčková
NÁLEZ LAMPROITU V TŘEBÍČSKÉM PLUTONU VE STŘÍTEŽI U TŘEBÍČE
- 11:00 – 11:15 Daniel Šimíček, Ondřej Bábek
VLIV PROVENIENCE KLASTICKÝCH SEDIMENTŮ NA SPEKTRÁLNÍ ZÁZNAMY GAMA ZÁŘENÍ
- 11:15 – 11:30 Jakub Jirásek, Lada Hýlová, Jiří Włosok, Martin Sivek
VÝCHOZ KARBONU NA HLADOVÉM VRCHU U HOŠŤÁLKOVIC
- 11:30 – 13:00 **Polední přestávka**

ODPOLEDNÍ BLOK – JEDNÁNÍ V SEKČÍCH

Posluchárna LP - 3005

Posluchárna LP – 1038

- | | | |
|---------------|---|---|
| 13:00 – 13:15 | Jaroslav Kapusta, Jiří Zimák
MINERALOGIE ŽELEZNÝCH RUD
LEVÍNSKÉ ŠTOLY U CHABIČOVA | Tomáš Kumpan, Jiří Kalvoda
NEJSTARŠÍ KONODONTI RODU SIPHONODELLA
(BRANSON & MEHL 1944) Z LÍŠEŇSKÉHO
SOUVRSTVÍ |
| 13:15 – 13:30 | Zdeněk Dolníček, Bohuslav Fojt,
Miroslav Nepejchal
NOVÉ MINERALOGICKÉ A GENETICKÉ
POZNATKY O PRIMÁRNÍ ŽILNÉ
ZLATONOSNÉ MINERALIZACI V
PROSTORU VYSOKÁ HORA/HLÁSKA
(ANDĚLSKOHORSKÝ RUDNÍ REVÍR) | Tomáš Lehotský, Ludmila Krausová
ICHNOFOSILIE <i>CHONDRITES CF. INTRICATUS</i>
Z CHABIČOVA |

- 13:30 – 13:45 Tereza Potočková, Zdeněk Dolníček,
Stanislav Houzar
**PRIMÁRNÍ ZLATONOSNÁ
MINERALIZACE V HORÁCH U PŘEDÍNA
(ZÁPADNÍ MORAVA) – STUDIUM
FLUIDNÍCH INKLUZÍ A IZOTOPOVÉHO
SLOŽENÍ KYSLÍKU V ŽILNÉM KŘEMENU**
- 13:45 – 14:00 Alena Fuksová, Zdeněk Dolníček
**FLUIDNÍ INKLUZE V PRIMITIVNÍCH
TURMALINICKÝCH PEGMATITECH Z
LOMU BORY U VELKÉHO
MEZIŘÍČÍ (STRÁŽECKÉ
MOLDANUBIKUM) - PŘEDBĚŽNÉ
VÝSLEDKY**
- 14:00 – 14:15 **Ukončení jednání v sekci**
- 14:15 – 14:30
- 14:30
- Tomáš Weiner, Carsten Brauckmann, Hedvika
Poukarová, Štěpán Rak, Jiří Kalvoda
**NOVÉ NÁLEZY TRILOBITŮ Z BŘIDLIC BŘEZINSKÉHO
SOVRSTVÍ V ÚDOLÍ ŘÍČKY U BRNA
(VISÉ, MORAVSKÝ KRAS)**
- Štěpán Rak, Tomáš Viktorýn
**PŘEDBĚŽNÉ PALEONTOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ
LOKALITY BŘEZINA 3 A JEJÍ SROVNÁNÍ S OSTATNÍMI
VÝSKYTY TRILOBITOVÉ FAUNY V BŘIDLICÍCH
BŘEZINSKÉHO SOVRSTVÍ V OKOLÍ OBCE BŘEZINA
V MORAVSKÉM KRASU**
- Martin Kováček, Tomáš Lehotský
**MLŽI JIHOVÝCHODNÍ ČÁSTI DRAHANSKÉ
VRCHOVINY (SPODNÍ KARBON,
MORAVSKOSLEZSKÁ
JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)**
- Tomáš Lehotský, Vladimíra Jašková, Josef Plaček
**NÁLEZ FOSILNÍCH STOP OD STUDNIC NA
DRAHANSKÉ VRCHOVINĚ (SPODNÍ KARBON,
MORAVSKOSLEZSKÁ JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)**
- Ukončení jednání v sekci**