

# ***GEOLOGICKÉ VÝZKUMY*** *na Moravě a ve Slezsku*

---

## ***GEOLOGICAL RESEARCH*** *in Moravia and Silesia*



kenozoikum

mezozoikum

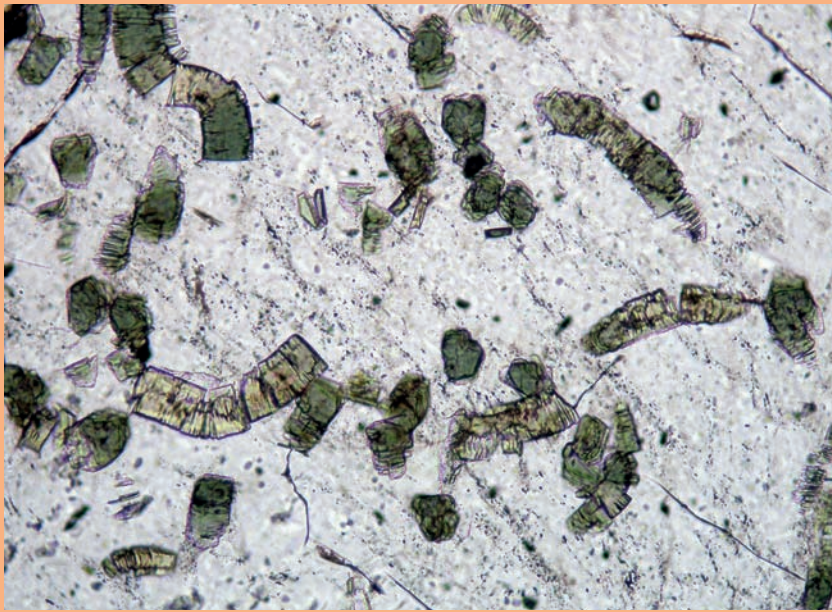
paleozoikum

krystalinikum

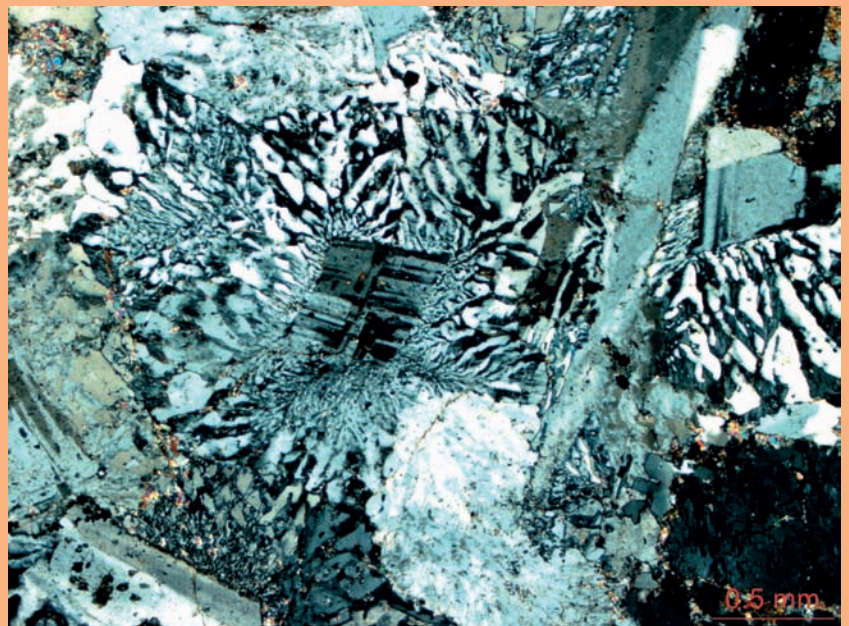
aplikovaná geologie

XXII. ročník/2015/1–2

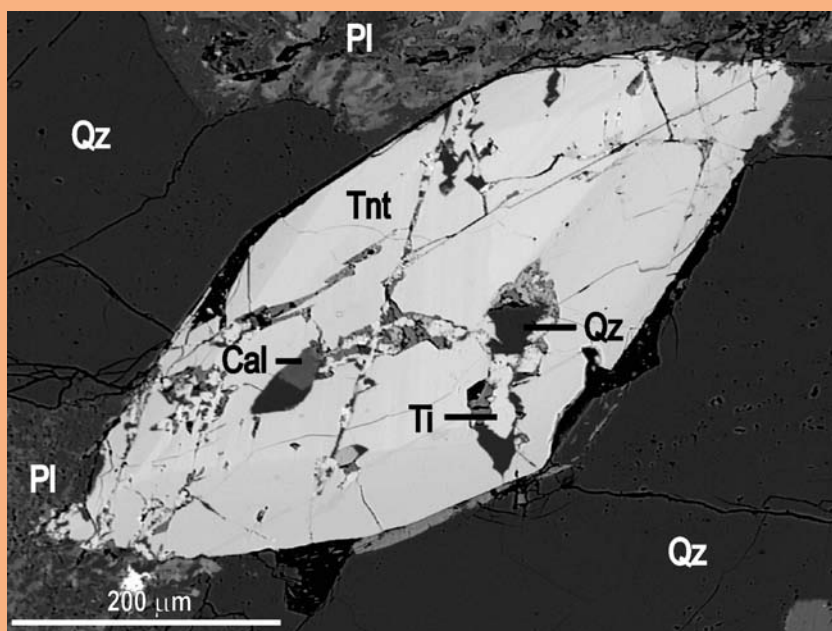
BRNO 2015



Mikrofotografie křemenné žilky s červíkovitým chloritem z řídečského dolu Jiří. Šířka snímku 1 mm, fotografováno bez analyzátoru. Autor J. Zimák, 2015.



Mikrofotografie metaryolitu s výraznými subvulkanickými orbikulárními texturami a písmenkovitým prorůstáním křemene a obou typů živeců. Minerální složení horniny zahrnuje křemen, plagioklas, draselný živec, chloritizovaný biotit, akcesorický zirkon a oxidy a sulfidy železa (pyrit, hematit). Lokalita pod Velkou Babou u Ivanovic (d. b. BH038). Fotografováno s analyzátoem. Autor K. Hrdličková, 2012.



Alterovaný titanit z valounu granitu kořenického slepence (protivanovské souvrství, Dražanská vrchovina). Fotografováno ve zpětně odražených elektronech (BSE). Autor R. Čopjaková, 2014.

Kopaná rýha pro výzkum pohybu na zlomu Kosíře u Stařechovic prováděný Ústavem fyziky Země MU Brno. Podrobné studium porušení kvartérních sedimentů v takovýchto rýhách umožňuje rekonstrukci pohybové historie zlomu, kterou lze dále využít i pro posouzení seismického ohrožení. V obou stěnách rýhy (pohled k JZ) je dobře patrné porušení stratigrafie pozdně pleistocenních spraší a svahovin systémem poklesových zlomů s maximální velikostí posunutí 160 cm. Autor P. Špaček, 2015.

**GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU**

Geological research in Moravia and Silesia

**Redakce – adresa a kontakty:**

Marek Slobodník, šéfredaktor,  
Ústav geologických věd MU,  
Kotlářská 2, 611 37 Brno,  
e-mail: marek@sci.muni.cz,  
tel.: +420 549 497 055  
Helena Gilíková, technická redakce,  
Česká geologická služba,  
Leitnerova 22, 658 69 Brno,  
e-mail: helena.gilikova@geology.cz,  
tel.: +420 543 429 233

**Redakční rada:**

David Buriánek, ČGS  
Helena Gilíková, ČGS  
Radomír Grygar, HGF VŠB-TU  
Martin Ivanov, ÚGV MU  
Karel Kirchner, ÚG AV ČR  
Martin Knížek, ÚGV MU  
Zdeněk Losos, ÚGV MU  
Martin Netoušek, ČMŠ a. s.  
Marek Slobodník, ÚGV MU  
Pavla Tomanová Petrová, ČGS  
Jan Zapletal, PŘF UP

Vydává Masarykova univerzita,  
Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno  
IČO: 002 16 224  
Vychází dvakrát ročně,  
toto číslo vychází 14. 10. 2015  
v nákladu 170 výtisků

**Sazba a technická redakce:**

Pavel Klímek, Helena Gilíková

**Obal, tiráže, web:**

Martin Knížek

**Jazyková úprava:**

Irena Sedláčková, Pavel Pracný

**Zpracování pro tisk:**

Adobe InDesign CS5.5

Adobe Photoshop CS5.5

**Tisk:**

TIGRIS spol. s r. o.,  
Nábřeží 599, Zlín-Prštne

Časopis je evidován MK ČR  
pod č. E 19837  
ISBN 978-80-210-7978-6  
ISSN 1212-6209 (print)  
ISSN 2336-4378 (on-line)  
© 2015 Masarykova univerzita

Časopis Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku (GVMS) je recenzovaným periodikem zařazeným do národní databáze pro vědu a výzkum a publikované články jsou uznávaným vědeckým výstupem.

Zaměření GVMS spočívá v publikování průběžných zjištění a faktů, nových dat z nejrůznějších geologických disciplín a jejich základní interpretace. Cílem publikace je rychlé informování geologické veřejnosti o nových výzkumech, objevech a pokroku řešených projektů a jejich dílčích závěrech. Elektronické vydání je dostupné v archivu na adrese: <http://journals.muni.cz/gvms/>.

22. ročník, č. 1–2 obsahuje tradičně zaměřené články, včetně interdisciplinárních témat, modelování, studia environmentálních aspektů a rizik a vybrané příspěvky z Otevřeného geologického kongresu ČGSpol. a SGS v Mikulově ve dnech 14.–17. 10. 2015.

**Sestavili:**

doc. RNDr. Marek Slobodník, CSc., Mgr. David Buriánek, Ph.D., Mgr. Helena Gilíková, Ph.D., doc. Mgr. Martin Ivanov, Dr., doc. RNDr. Zdeněk Losos, CSc., Mgr. Pavla Tomanová Petrová, Ph.D.

**Na vydání čísla se podíleli, včetně finanční podpory:**

Ústav geologických věd PŘF, Masarykova univerzita  
Česká geologická služba  
Nadace Českého literárního fondu  
Českomoravský štěrk, a. s.  
Česká geologická společnost  
Slovenská geologická spoločnosť

**Redakční posouzení, recenzenti:**

RNDr. Miroslav Bubík, CSc.; doc. Ing. Jiří Faimon, Dr.; prof. RNDr. Bohuslav Fojt, CSc.; Mgr. Petr Gadas, Ph.D.; RNDr. Pavel Hanžl, Dr.; Mgr. Josef Havíř, Dr.; RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D.; RNDr. Marta Chlupáčová, CSc.; RNDr. Oldřich Krejčí, Ph.D.; Mgr. Hana Krumlová, Ph.D.; RNDr. Karel Malý, Ph.D.; Ing. Dalibor Matýsek, Dr.; Mgr. Jan Petřík; Mgr. Pavel Pracný; Mgr. Adam Říčka, Ph.D.; doc. RNDr. Jindřich Štelcl, CSc.; doc. RNDr. Josef Zeman, CSc.; doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

*Redakce přijímá články v českém, případně anglickém jazyce, připravené v textovém editoru MS WORD podle pokynů pro autory. Příspěvky se přijímají po celý rok prostřednictvím redakčního systému na adrese <http://journals.muni.cz/gvms/>. Příspěvky budou průběžně recenzovány až do naplnění kapacity čísla, později přijaté příspěvky budou zařazeny do následujícího. Redakce si vyhrazuje právo odmítnout špatně připravený příspěvek! Pokyny pro autory, další informace, typografické značky a formát citací naleznete na adrese: <http://journals.muni.cz/gvms/about/submissions#authorGuidelines>*

## AUTORSKÝ REJSTŘÍK

### Index of Authors

Ambrož, Vít .....	69
Brádlová Alexandra .....	34
Buriánek, David .....	34
Camfrlová, Markéta .....	44
Čopjaková, Renata .....	19
Dalajková, Kristýna .....	48
Dolníček, Zdeněk .....	5, 52, 56
Faimon, Jiří .....	44
Ivanov, Martin .....	34
Jakubál, Jiří .....	5
Janičková, Kateřina .....	52
Kapusta, Jaroslav .....	56
Koštuříková, Tamara .....	5
Kropáč, Kamil .....	5
Krumlová, Hana .....	61
Kuchovský, Tomáš .....	75
Lehotský, Tomáš .....	5
Malý, Karel .....	56
Mareček, Lukáš .....	29
Melichar, Rostislav .....	29
Novotný, Aleš .....	19
Pazdírková, Jana .....	61
Plašienka, Dušan .....	11
Prachař, Ivan .....	61
Přichystal, Antonín .....	5
Růžička, Vít .....	65
Špaček, Petr .....	69
Šrámek, Martin .....	75
Štelcl, Jindřich .....	48
Všianský, Dalibor .....	48
Vybíhal, Karel .....	44
Zacherle, Pavel .....	61
Zedník, Jan .....	61
Zimák, Jiří .....	25, 48, 80

## OBSAH

## CONTENTS

### KENOZOIKUM *Cenozoic*

- Nový výskyt menilitového souvrství u Dřevohostic  
*New occurrence of the Menilite Formation near Dřevohostice*  
Kamil Kropáč, Zdeněk Dolníček, Antonín  
Přichystal, Tomáš Lehotský, Tamara Košťuríková,  
Jiří Jakubál ..... 5

### MEZOZOIKUM *Mesozoic*

- Geológia a tektonika styčnej oblasti centrálnych a exter-  
ných Karpát na západnom Slovensku – prehľad nových  
výsledkov a koncepcií  
*Geology and tectonics of the contact zone of the Central  
and External Carpathians in western Slovakia – a review  
of new results and conceptions*  
Dušan Plašienka ..... 11

### PALEOZOIKUM *Paleozoic*

- Alterace detritického titanitu v kulmu Drahanské vr-  
choviny  
*Alteration of detrital titanite in the Drahany Upland*  
Aleš Novotný, Renata Čopjaková ..... 19
- Mineralogie železných rud z ložiska Řídeč v jižní části  
šternbersko-hornobenešovského pruhu (moravskoslez-  
ská jednotka Českého masivu)  
*Mineralogy of iron ores from the Řídeč deposit in the sou-  
thern part of the Šternberk-Horní Benešov belt (Moravian-  
Silesian Unit, Bohemian Massif)*  
Jiří Zimák ..... 25

### KRYSTALINIKUM *Crystalline complex*

- Anizotropie magnetické susceptibility hornin na kon-  
taktu metabazitové a dioritové zóny brněnského masivu  
v okolí Velké Baby u Jinačovic  
*Anisotropy of magnetic susceptibility along the contact  
between the Metabasite and Diorite  
zones of the Brno Massif in the Velká Baba area near  
Jinačovice*  
Lukáš Mareček, Rostislav Melichar ..... 29

### APLIKOVANÁ GEOLOGIE *Applied geology*

- Vývoj púd na opuštěných haldách po těžbě polymetallic-  
kých rud na Havlíčskobrodsku  
*Minesoils' evolution on abandoned slags of polymetallic  
ores in Havlíčkův Brod region*  
Alexandra Brádlová, Martin Ivanov,  
David Buriánek ..... 34

- Iontová výměna v počátečních stádiích interakce ži-  
vec-voda  
*Ion-exchange during initial stages of feldspar – water  
interaction*  
Markéta Camfrlová, Karel Vybíhal, Jiří Faimon ..... 44

- Využitelnost kolorimetrie při studiu hornin – na příkla-  
du vápenců ve velkolomu Mokrý  
*Application of colorimetry for the study of rocks – the  
example of limestones from the Mokrý Quarry*  
Kristýna Dalajková, Jiří Zimák, Jindřich Štelcl,  
Dalibor Všianský ..... 48

- Nález hliníkem bohatých spinelidů a korundu ve strus-  
kách po tavbě stříbrných rud ze Stříbrných Hor na Ha-  
vlíčobrodsku  
*Finding of the aluminum-rich spinelides and corundum in  
the slags produced by silver metallurgy from the Stříbrné  
Hory in the Havlíčkův Brod Ore District*  
Kateřina Janíčková, Zdeněk Dolníček ..... 52

- Strusky po tavbě polymetalických rud z lokality Čejkov-  
-Trsov (pelhřimovský rudní revír)  
*Slags after smelting of polymetallic ores from the locality  
Čejkov-Trsov (Pelhřimov Ore District)*  
Jaroslav Kapusta, Zdeněk Dolníček, Karel Malý ..... 56

- Zemětřesení v Hostěradicích v červnu 2014  
*Earthquakes in Hostěradice in June 2014*  
Jana Pazdírková, Jan Zedník, Ivan Prachař,  
Hana Krumlová, Pavel Zacherle ..... 61

- Statistické zhodnocení seismické aktivity zóny Mur-  
-Mürz-Leitha  
*Statistical evaluation of the seismic activity of the Mur-  
-Mürz-Leitha Zone*  
Vít Růžička ..... 65

**Výzkum pozdně kvartérní aktivity zlomu Kosíře  
v Hornomoravském úvalu aneb Proč je dobré studovat  
svahoviny a seismogramy**

*Late Quaternary slip at the Kosíř Fault of the Upper Morava  
Basin – an example of joint research using trenching and  
microseismic monitoring*

Petr Špaček, Vít Ambrož ..... 69

**Modelová cirkulace fluid v experimentální nádobě  
Mock-Up-CZ**

*Mathematical modelling of fluid circulation in experimen-  
tal vessel Mock-Up-CZ*

Martin Šrámek, Tomáš Kuchovský ..... 75

**Vztah mezi přirozenou radioaktivitou hornin a půd  
na nich vytvořených – základní problém interpretace  
dat získaných leteckou a terénní gamaspektrometrií**

*The relationship between the natural radioactivity of  
rocks and soils formed on them – the basic problem of  
the interpretation of data gathered by airborne and field  
gamma-ray spectrometry*

Jiří Zimák ..... 80

# NOVÝ VÝSKYT MENILITOVÉHO SOUVRSTVÍ U DŘEVOHOSTICE

New occurrence of the Menilite Formation near Dřevohostice

Kamil Kropáč<sup>1</sup>, Zdeněk Dolníček<sup>1</sup>, Antonín Přichystal<sup>2</sup>, Tomáš Lehotský<sup>1</sup>,  
Tamara Koštuříková<sup>1</sup>, Jiří Jakubál<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Katedra geologie PFF UP v Olomouci, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: kamil.kropac@upol.cz

<sup>2</sup> Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno

<sup>3</sup> Mlýnská 125, 751 14 Dřevohostice

(25-13 Přerov)

**Key words:** Outer Western Carpathians, Flysch Belt, Menilite Formation, laminated menilite chert

## Abstract

The Menilite Formation is an important lithostratigraphic member of the Krosno-menilite Unit in the Carpathian Flysch Belt. The rocks of the Menilite Formation occur as small bodies also within Sub-Silesian Unit on the geological map sheet 25-13 Přerov. In this paper, we present new occurrence of chert layers of the Menilite Formation at ground elevation 275 which is situated 1.2 km easternly of the village Dřevohostice. The rock body is formed of layers of laminated gray-white to gray-brown menilite chert interlayered by thin interpositions of weathered gray-green non-calcareous claystones. The menilite cherts consist of brownish-yellow and gray opal laminae with limonite and chalcedony streaks. Opal laminae have thickness mostly in range of 1–10 mm. Rock matrix is cut by numerous veins formed by opal and chalcedony which originated during at least two different events. Menilite cherts sporadically enclose small siliceous chalcedony geodes. Claystones have pelitic texture with a clotted inner structure and contain siliceous sponge spicules and other non-specified microfossils (probably planktonic diatoms). The cherty layers documented in a dug probe have WNW–ESE direction with inclination to SSW under the angle of 25°. The sediments were folded during the overthrust of the Sub-Silesian Nappe on the Carpathian Foredeep in the Karpatic and during subsequent late-tectonic rotations towards NW.

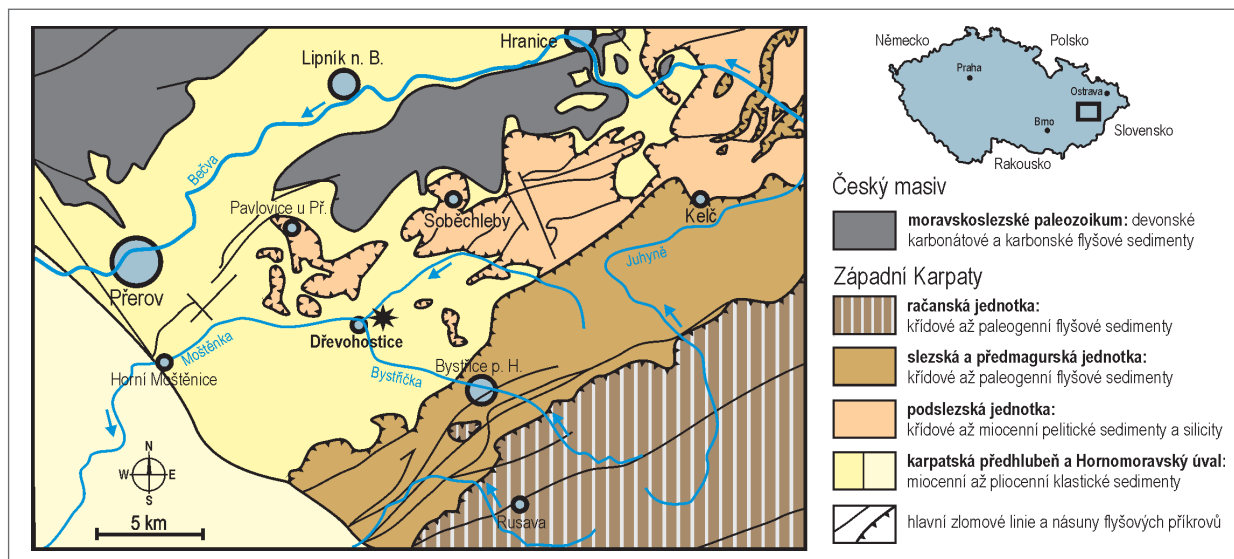
## Úvod

Menilitové souvrství představuje významný litostratigrafický člen jednotek vnější skupiny příkrovů flyšového pásma Západních Karpat (Stráník 1981; Stráník et al. 1993). Menší výskyty menilitového souvrství byly zmapovány jako součást podslezské jednotky pracovníky ČGS i ve v. části geologické mapy ČR 1 : 50 000, list 25-13 Přerov (Pálenský 1996). K terénní dokumentaci byly použity zejména horninové úlomky získané z povrchového sběru, neboť mírně zvlněná krajina Kelčské pahorkatiny je charakteristická nedostatkem přirozených výchozů. Před několika lety našel jeden z autorů tohoto příspěvku (J. Jakubál) úlomky laminovaných rohovců (menilitů) také na kótě 275 u Dřevohostice a spolu s nimi i větší množství křemitých geod vzhledově podobných známým rudickým koulím (Kropáč et al. 2014). Během výzkumu geod bylo zároveň získáno množství nových petrografických poznatků o horninách menilitového souvrství a díky odskrytí skalního podloží kopnými pracemi i o jejich úložných poměrech na lokalitě. Zmíněné poznatky předkládáme v této práci.

## Geologická pozice

Studovaná oblast se nachází na styku karpatské předhlubně a flyšového pásma Západních Karpat. V širším okolí Dřevohostice vystupuje několik tektonických trosek, které byly přes řadu litologických podobností se ždánickou jednotkou tradičně řazeny k jednotce podslezské (např. Roth et al. 1963; Stráník et al. 1993; Pálenský 1996; Eliáš 1998; obr. 1). Tato jednotka představuje ve studované oblasti nejspodnější příkrov flyšového pásma složený z dílčích příkrovů či šupin s komplikova-

nou vrásou stavbou (Hanzlíková et al. 1953; Stráník et al. 1993; Eliáš 1998). Jurková (1976) rozlišila v podslezské jednotce dva hlavní příkrovy, které se přesouvaly v různých časových etapách. Starší příkrov byl nasunut na předhlubeň vyplněnou sedimenty karpátu ještě před započítáním sedimentace ve spodním badenu, což je dobře patrné právě ve studované oblasti. Mladší vyšší příkrov se pak nasouval na starší příkrov a karpatskou předhlubeň už s badenským sedimentárním pokryvem. Podslezská jednotka má na rozdíl od ostatních jednotek flyšových Karpat převážně neflyšový vývoj (Eliáš 1998). Nejstarší horniny podslezské jednotky v okolí Dřevohostice reprezentují pelity frýdlantského souvrství, které se usadily v intervalu paleocén až svrchní eocén (Stráník et al. 1993). Na frýdlantské souvrství nasedá menilitové souvrství (oligocén), jehož sedimentace probíhala v batyálu ve špatně prokysličeném až anoxickém prostředí tethydního moře. Stráník et al. (1993) litologicky člení menilitové souvrství v klasickém vývoji ve ždánické jednotce na vrstvy podrohovcové, rohovcové, dynowské slínovce a vrstvy šitbořické. V podslezské jednotce souvislé profily menilitového souvrství chybějí, přesto lze i zde jednotlivé části tohoto souvrství paralelizovat s vývojem ve ždánické jednotce. Hnědé vápnité jílovce s příměsí prachu ve spodní části menilitového souvrství jsou litologicky identické s podrohovcovými vrstvami. Následují silicifikované lupenité jílovce a bělavě zvětrávající vápnité jílovce až jílovité vápence s proužky či ččkami tmavošedých rohovců. Tato sekvence je srovnávána s rohovcovými vrstvami a dynowskými slínovci ždánické jednotky. Jílovité vápence podle mikrofauny odpovídají spodnímu oligocénu. Nadložní různě zbarvené jílovce jsou jen vzácně slabě



Obr. 1: Schematická mapa geologických jednotek na zájmovém území. Nový výskyt menilitového souvrství u Dřevohostic je označen hvězdičkou.

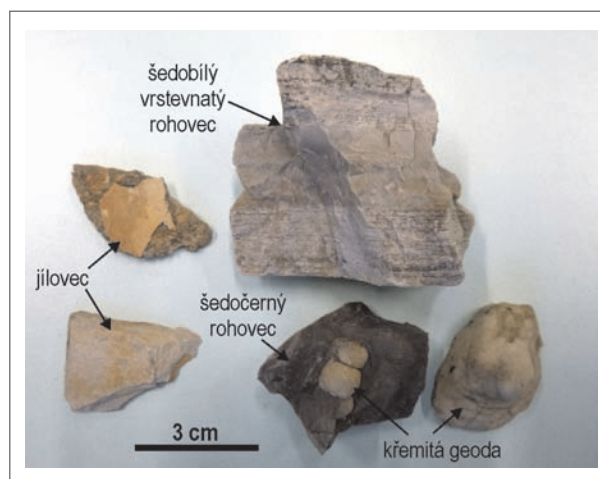
Fig. 1: Schematic map of geological units in the studied area. A new occurrence of the Menilite Formation near Dřevohostice is marked with an asterisk.

vápnité a obsahují vločky prachovců až jemnozrnných pískovců. Litologicky i biostratigraficky korespondují se šitbořickými vrstvami ždánické jednotky. Výše uvedené horniny menilitového souvrství byly v zájmovém území zmapovány v okolí obcí Čechy, Nahošovice, Oprostovice, Radkovic, Sovadina a Soběchleby (Pálenský 1996). Z paleontologického hlediska je celé souvrství významné výskyty oligocenní rybí fauny (např. Brzobohatý – Kalabis 1978; Kalabis 1981; Gregorová 1988; Příkryl 2009). Dříve se menilitové souvrství považovalo za nejvyšší člen podslézské jednotky, dnes se nad něj zařazuje ještě souvrství ženkavské egerského stáří (Eliáš 1998; Stráník, v tisku).

Ve spodním miocénu došlo před čely vrásnicích se flyšových příkrovů k založení karpatské předhlubně. Pohyby ždánického a podslézského příkrovu v karpatach vyvolaly pokles předhlubně v oblasti j. a střední Moravy (Stráník et al. 1993). V okolí Dřevohostic se usadila klastika kroměřížského souvrství reprezentovaná vrstevnatými vápnitými jíly a jílovci („šlírý“), vápnitými písky se šterky i různě zpevněnými vápnitými pískovci a slepenci s valouny flyšových hornin. Ve valounovém materiálu šterků byly kromě křemene popsány také černé rohovce, rohovitě vápence, mezozoické vápence, granioidy a metamorfované horniny (Benada – Kokolusová 1987; Adámek et al. 2003). Nezpevněné psamity a psefity kroměřížského souvrství byly v minulosti na katastru Dřevohostic těženy v několika menších pískovnách. Jedna ze zaniklých pískoven je situována 250 m sz. od vrcholu kóty 275 při zářezu komunikace Dřevohostice–Radkovic. Horniny karpatach („šlírý“) jsou v geologické mapě značeny také na studované lokalitě (Pálenský 1996). V nedalekých Dolních Nětčicích, ležících cca 8 km sv. od Dřevohostic, vystupují litorální sedimenty karpatach zastoupené žlutošedými až okrovými vápnitými pískovci s hojnými nálezy mořských měkkýšů, ramenonožců, svijonožců a zubů žraloků (Čtyrský – Fejfar 1963). Transgrese ve spodním badenu zasáhla zájmové území pouze okrajově.

### Metodika

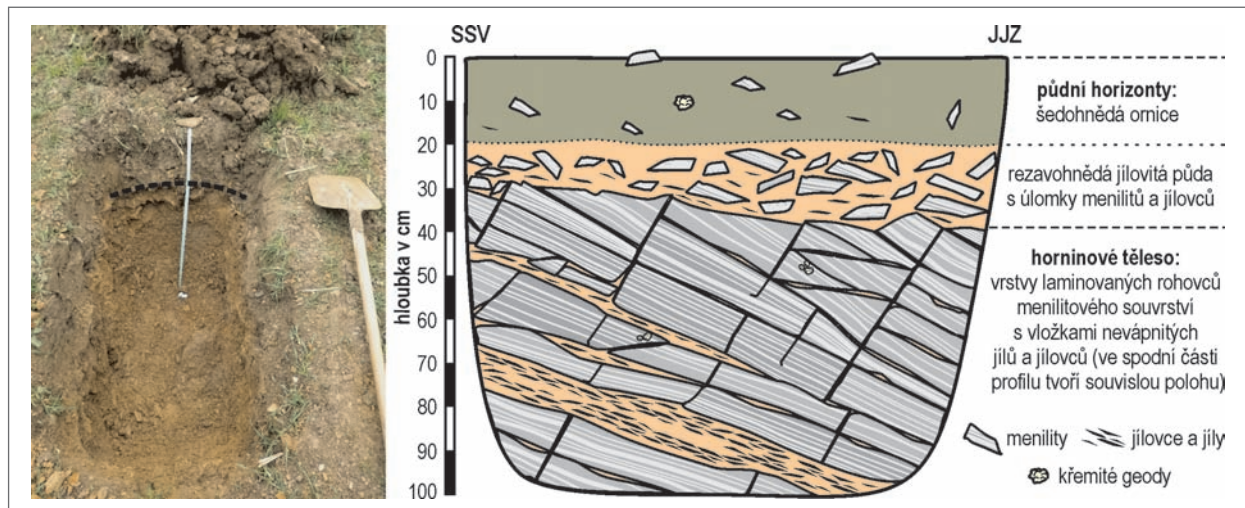
Použitá metodika standardně kombinuje terénní a laboratorní etapu. Při terénním výzkumu byl na poli v. od Dřevohostic zmapován povrchový výskyt úlomků hornin menilitového souvrství a vykopána cca 1 m hluboká sonda. V zastiženém odkryvu menilitového souvrství byla provedena strukturně tektonická měření geologickým kompasem a odebrány vzorky menilitových rohovců a jílovců. Ze vzorků byly na Katedře geologie PřF UP v Olomouci zhotoveny leštěné výbrusy, které byly následně studovány metodami klasické mikroskopie v procházejícím a odraženém světle pomocí polarizačního mikroskopu Olympus BX50.



Obr. 2: Studované vzorky a odkryv menilitového souvrství: vzorky nevápnitých jílovců (vlevo), šedobílý vrstevnatý rohovec (nahore), šedočerný rohovec uzavírající křemitá geoda (dole) a křemitá geoda vyplněná chalcedonem (vpravo dole).

Fig. 2: Studied samples and outcrop of the Menilite Formation: samples of non-calcareous claystones (left), gray-white laminated menilite chert (up), gray-black menilite chert with siliceous geodes (down), and a siliceous geode filled up with chalcedony (right-down).





Obr. 3: Odkryv menilitového souvrství v kopané sondě: vlevo terénní fotografie (povrch výchozu rohovců označen čárkovanou linií), vpravo zjednodušené schéma profilu.

Fig. 3: An outcrop of the Menilite Formation in a test pit: field view (left) – surface of chert bedrock is marked with a dashed line and simplified section (right).

## Výsledky

### Terénní průzkum

Kóta 275 leží cca 1,2 km v. od zámku v Dřevohosticích. Toto území je dlouhodobě zemědělsky využíváno jako orná půda. V posledních pěti letech došlo v důsledku nevhodné výsadby kukuřice na svažitém terénu k silnému odnosu půdního pokryvu z vrcholové části kopce. Následkem toho zde dnes na ploše cca 1 200 m<sup>2</sup> hojně vystupují ostrohranné úlomky šedobílých a šedohnědých vrstevnatých menilitových rohovců (obr. 2). Na jejich přítomnost je vázán také výskyt úlomků zvětralých šedozelených jílovců se střípkovitým rozpadem a také šedých křemitých krust a křemitých geod, které bývají v menilitech ojediněle i zarostlé. Jedná se o 1–10 cm velké geody s bradavičnatým povrchem šedé, bílé nebo béžové barvy a chalcedonovou výplní (obr. 2). Detailní studie křemitých geod od Dřevohostic bude zveřejněna v jiné práci. V podružném množství se na lokalitě vyskytují také pelosiderity a dobře opracované valounky flyšových pískovců a křemene. Pole v okolí vrcholu kopce jsou naproti tomu prakticky bez horninových úlomků. Jen velmi sporadicky lze opět narazit na zmíněné fragmenty pelosideritů, valounky pískovců a křemene (pravděpodobně kroměřížské souvrství). Zhruba ve srovnatelném množství se zde vyskytuje i materiál, který byl na pole zjevně dopraven lidskou činností (úlomky cihel, strusky, devonské amfiporové vápence, kulmské jílové břidlice a droby aj.).

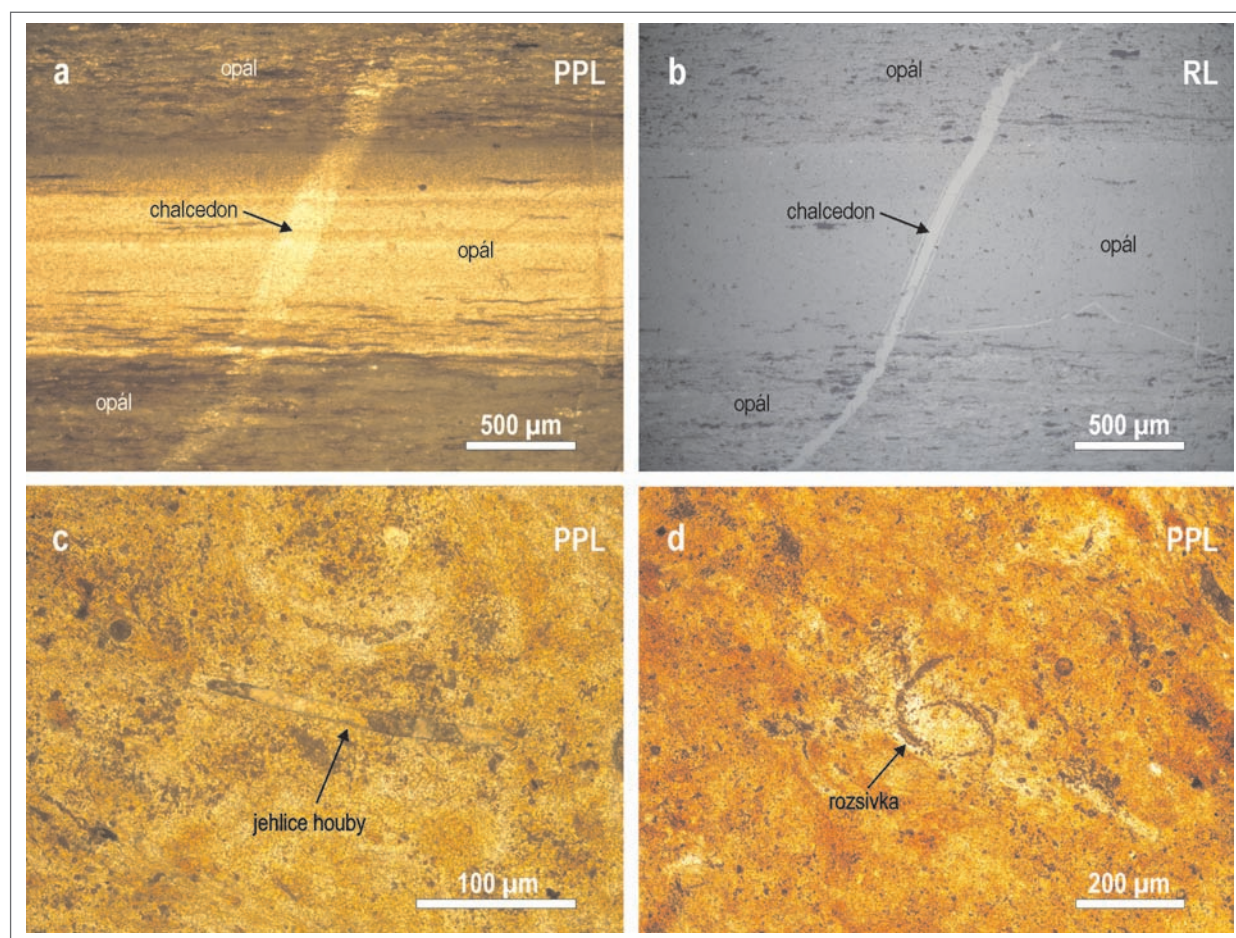
Na základě nejčtenějšího výskytu menilitů bylo na plochém temeni kóty 275 vytipováno místo pro vykopání sondy. Půdní pokryv tvořený luvizemí zde eroze výrazně ztenčila. Po odkrytí pouhých 20 cm se barva ornice rychle mění z šedohnědé na rezavohnědou až žlutohnědou. Zároveň také výrazně přibývá jílové složky a úlomků rohovců, které naznačují blízkost matečné horniny. Ta byla sondou zastížena už v hloubce cca 30 cm pod povrchem (obr. 3). Horninové těleso budují laminované šedobílé a šedohnědé rohovce menilitového

souvrství s vložkami šedozelených až zelenohnědých jílu a jílovců, které tvoří ve spodní části profilu až 10 cm mocnou souvislou polohu. Menility v sobě opět vzácně uzavírají křemité geody. Vrstvy mají v celém odkryvu shodný průběh ve směru ZSZ–VJV s úklonem k JJZ pod úhlem cca 25°. Velikost sklonu se směrem do hloubky mírně snižuje z 30° ve svrchní části profilu na 20° u báze polohy jílovců. Vrstvy rohovců jsou značně rozpuštěny. Plochy dominujícího systému puklin mají stejný směr jako vrstevnatost horniny, ale zapadají k SSV pod strmým úhlem 55–60° (obr. 3). V úrovni jednoho metru pod povrchem začala do sondy prosakovat podzemní voda a kopání bylo ukončeno.

### Petrografická charakteristika hornin

#### Menilitové rohovce

Menilitové rohovce z lokality Dřevohostice mají většinou dobře patrnou vrstevnatost v podobě střídání tenkých lamin tvořených makroskopicky šedobílým, šedým nebo šedohnědým opálem. Mocnost lamin se obvykle pohybuje v rozmezí 1–10 mm, avšak nezdědká lze pozorovat i vrstvičky mnohem mocnější (až 3 cm). Některé partie horniny jsou masivní s výrazným lasturnatým lomem a voskovým leskem (obr. 2). Povrch vzorků bývá pokryt bílou zvětralinovou kůrkou nebo rezavohnědými povlaky oxidů a hydroxidů železa, které podél trhlin zasahují také hlouběji do horniny a způsobují změnu zbarvení opálu. Stejná situace je vidět i ve výbrusech pod mikroskopem (obr. 4a). V menilitu se střídají různě mocné vrstvičky šedého nebo žlutohnědého opálu se šmouhami rezavého limonitu a bezbarvého kryptokrystalického oxidu křemičitého (chalcedon). Opál je při pozorování se zasunutým analyzátozem opticky izotropní, zatímco chalcedon vykazuje nízký dvojlom a undulózni nebo agregátní zhášení. Trhliny o mocnosti až 0,2 mm porušují horninu souhlasně s vrstevnatostí, přibližně kolmo na průběh lamin i zcela nepravidelně. Jejich minerální výplň vznikala nejméně ve dvou odlišných epizodách. Starší žilky jsou tvořené



Obr. 4: Mikrofotografie výbrusů ze studovaných vzorků: a, b – menilitový rohovec tvořený laminami žlutohnědého a šedého opálu se šmouhami limonitu, vrstvy opálu proniká žilka chalcedonu (a – v procházejícím světle v PPL, b – stejná situace v odraženém světle); c, d – pelitická struktura nevápnitých jílovců s chuchvalcovitou vnitřní stavbou v PPL (c – podélný průřez jehlicí křemité houby, d – průřezy pravděpodobně planktonickými rozsivkami).

Fig. 4: Photomicrographs of thin sections from studied samples: a, b – the menilite chert formed by layers of a brownish-yellow and gray opal with limonite streaks. The layers of opal are cut by vein filled up by chalcedony (a – in transmitted light in PPL, b – in reflected light); c, d – pelitic texture of non-calcareous claystones with a clotted inner structure containing the cross-section of a siliceous sponge spicule (c), and non-specified microfossils of probably planktonic diatoms (d).

žlutohnědým opálem a chalcedonem (obr. 4a, b). Mladší žilky vyplňují vějířovité agregáty bezbarvého chalcedonu, který tvoří až tři generace.

#### Nevápnité jílovce

Šedozelené až zelenohnědé nevápnité jílovce jsou silicifikované opálem a podobně jako menility výrazně zbarvené do rezava oxidy a hydroxidy železa (obr. 2). Struktura částečně zvětralé horniny je pelitická a její vnitřní stavba často nabývá chuchvalcovitého charakteru (obr. 4c, d). Jednotlivé minerální součásti nelze ani při velkých zvětšeních pod polarizačním mikroskopem bezpečně rozlišit. Pouze sporadicky se ve vzorcích vyskytují větší suboválné až subangulární klasty křemene o velikosti až 50  $\mu\text{m}$ . Chuchvalcovité útvary jsou pravděpodobně tvořeny mikroskopickými lupínky rekrystalovaných jílových minerálů s rezavým limonitovým pigmentem, drobnými zrny křemene a opakních minerálů. V jílovcích se podařilo identifikovat příčné i podélné průřezy jehlicemi křemitých hub s centrálním kanálem (obr. 4c) a blíže neurčené mikrofosilie srpkovitého tvaru. S velkou pravdě-

podobností by se mohlo jednat o průřezy planktonickými rozsivkami. Jejich původní schránka však byla nahrazena v procházejícím světle velmi špatně průhlednou hmotou (obr. 4d). Na základě pozorování v odraženém světle byla v této hmotě určena drobná zrnka framboidálního pyritu silně zatlačená sekundárním limonitem. Podrobnější mikropaleontologické studium nevápnitých jílovců a jílovců nadále probíhá.

#### Diskuze

Na základě výsledků terénního průzkumu lze na kótě 275 u Dřevohostic nově vymezit menilitové souvrství na malém území o výměře cca 40  $\times$  30 m. Oprávněnost vymezení dokládá dominance úlomků vrstevnatých rohovců v horninovém materiálu na povrchu vyplývající z přítomnosti tělesa menilitů pod mělkým půdním pokryvem. Sedimenty kroměřížského souvrství zakreslené na tomto místě v geologické mapě 1 : 50 000 (Pálenský 1996) je možné dále mapovat v okolí nového výskytu menilitů, ovšem přítomnost vápnitých jílovců („šlírů“) nebyla ověřena.

Litologicky odpovídá studovaný sled vrstevnatých rohovců s vložkami nevápnitých jílovců rohovcovým vrstvám ve smyslu členění menilitového souvrství ve ždánické jednotce. O menilitových rohovcích se soudí, že vznikly diagenetickou přeměnou diatomitů v hloubkách středního až spodního batyálu (Krhovský 1981; Stráník, v tisku). Po vzniku menilitů došlo v litifikovaných rohovcích k vytvoření drobných trhlin a dutin, které byly vyhojeny opálem a mladším chalcedonem nejméně během dvou různých epizod.

Současná geologická pozice tělesa menilitových rohovců u Dřevohostic je dána vyvrásněním podslezského příkrovu a jeho nasunutím na karpatskou předhlubeň v miocénu. Směr vrstev menilitů a jílovců (ZSZ–VJV) neodpovídá průběhu karpatského oblouku (resp. flyšového pásma). Karpatský směr je typický pro vrstevnatost sedimentárních těles račanské, předmagurské a slezské jednotky v Hostýnských vrších i v j. části Kelčské pahorkatiny (Roth et al. 1962; 1963). V případě podslezské jednotky ve studované oblasti je však tektonická situace poněkud komplikovanější nejen kvůli nedokonalému odkrytí v terénu. Podslezský příkrov byl ke konci karpátu přesunut přes autochtonní podloží nejméně o 20 km k S až SZ do blízkosti kry Maleníku. Jednotlivé vrstvy byly rozčleněny do šupin, často detailně provrásněny až prohněteny a následně intenzívně tektonicky porušeny mladoštýrskými rotačními pohyby s vergencí k SZ (Roth et al. 1962; Krs et al. 1977; Eliáš 1998). Srovnatelný směr vrstev jako horniny menilitového souvrství u Dřevohostic

mají např. i nadložní psefiticko-psamitické sedimenty mezi Býškovcemi a Malhoticemi (Roth et al. 1963).

### Závěry

Na kótě 275 v. od Dřevohostic se podařilo zmapovat nový výskyt rohovcových vrstev menilitového souvrství na území o rozloze cca 1 200 m<sup>2</sup>. Menilitové souvrství je zde tvořeno šedobílými a šedoohnědými laminovanými rohovci s drobnými polohami šedozelených až zelenohnědých nevápnitých jílovců, které sporadicky obsahují jehlice křemitých hub a další mikrofosilie (pravděpodobně planktonické rozsivky). Úložné poměry horninového tělesa byly ověřeny kopanou sondou. Vrstvy mají směr ZSZ–VJV a zapadají k JJZ pod úhlem 20–30°. Sedimenty byly zvrásněny během nasouvání podslezského příkrovu na karpatskou výplň předhlubně a pravděpodobně také během následných mladoštýrských rotačních pohybů sz. vergence.

### Poděkování

*Kolektiv autorů by rád poděkoval bývalému starostovi Dřevohostic panu Stanislavu Skýpalovi za laskavé svolení s provedením terénních prací na obecním pozemku v oblasti kóty 275. Zároveň bychom rádi poděkovali oponentům Miroslavu Bubíkovi a Daliboru Matýskovi a editorce Pavle Tomanové Petrové za cenné rady a připomínky, které přispěly ke zkvalitnění publikace. Práce byla podpořena projektem IGA PrF\_2014019.*

## Literatura

- Adámek, J. – Brzobohatý, R. – Pálenský, P. – Šikula, J. (2003): The Karpatian in the Carpathian Foredeep (Moravia). – In: Brzobohatý, R. – Cicha, I. – Kováč, M. – Rögl, F. (eds.): The Karpatian, A Lower Miocene Stage of the Central Paratethys, 75–88, Masarykova univerzita.
- Benada, S. – Kokolusová, A. (1987): Nové poznatky o geologické pozici hrubých klastik karpát ve střední části karpatské předhlubně na Moravě. – *Zemní plyn a nafta*, 32, 1, 1–15.
- Brzobohatý, R. – Kalabis, V. (1978): Biostratigrafické korelace v paleogénu a neogénu na základě ichtyofauny. – *Zemní plyn a nafta*, 23, 4, 533–542.
- Čtyroký, P. – Fejfar, O. (1963): Fauna písků a pískovců karpatské formace u Dolních Nětčic v Karpatské čelní hlubíně. – *Geologické práce, Správy*, 27, 143–168.
- Eliáš, M. (1998): Sedimentologie podslezské jednotky. – *Práce Českého geologického ústavu*, 8, 4–48.
- Gregorová, R. (1988): Rybí fauna menilitového souvrství na lokalitě Litenčice a její stratigrafická pozice. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae naturales*, 73, 83–88.
- Hanzlíková, E. – Menčík, E. – Pesl, V. (1953): Poznámky ke stratigrafii a tektonice subslezského příkrovu na listu Nový Jičín. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1952*, 15–18.
- Jurková, A. (1976): Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 21, 4, 349–362.
- Kalabis, V. (1981): Historický přehled studia ichtyofauny středních třetihor Moravy. – *Zemní plyn a nafta*, 26, 1, 75–78.
- Kropáč, K. – Dolníček, Z. – Přichystal, A. – Košťáková, T. (2014): Křemité geody z okolí Dřevohostic na Přerovsku. – *Minerál*, 22, 6, 355–357.
- Krhovský, J. (1981): Mikrobiostratigrafické korelace vnějších jednotek flyšového pásma a vliv eustatických změn na jejich paleogeografický vývoj. – *Zemní plyn a nafta*, 26, 4, 665–683.
- Krs, M. – Krsová, M. – Roth, Z. (1977): A paleomagnetic study of Cenomanian-Lower Turonian sediments in the Moravskoslezské Beskydy Mts. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 52, 6, 323–332.
- Pálenský, P. (1996): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 25–13 Přerov. – Český geologický ústav. Praha.
- Příkryl, T. (2009): A juvenile *Trachinus minutus* (Pisces, Perciformes, Trachinidae) from the Middle Oligocene of Litenčice (Moravia, Czech Republic). – *Sborník Národního muzea v Praze, Řada B – Přírodní vědy*, 65, 1–2, 3–8.
- Roth, Z. – Cicha, I. – Demek, J. – Eliáš, M. – Frajarová-Eliášová, H. – Hanzlíková, E. – Jetel, J. – Mencl, V. – Mísař, Z. – Pašek, J. – Paulík, J. – Pícha, F. – Plička, M. – Polák, A. – Šalanský, K. – Šamalíková, M. – Šimek, R. – Šmíd, B. – Tyráček, J. – Unzeitig, M. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M–33–XXIV Olomouc. – Nakladatelství Československé akademie věd. 226 str.
- Roth, Z. – Dvořák, J. – Kettner, R. – Paulík, J. (1963): Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000 M–33–XXIV Olomouc. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Stráník, Z. (1981): Litofaciální vývoj a korelace menilitových vrstev ve flyšovém pásmu Karpat na Moravě. – *Zemní plyn a nafta*, 26, 1, 9–18.
- Stráník, Z. (v tisku): Flyšové pásmo. – In: Stráník, Z. (ed.), Adámek, J. – Brzobohatý, T. – Buchta, Š. – Dudek, A. – Grygar, R. – Otava, J. – Pálenský, P. – Tyráček, J.: *Geologie Karpat a jihovýchodního okraje západoevropské platformy v České republice*. – Česká geologická služba.
- Stráník, Z. – Menčík, E. – Eliáš, M. – Adámek, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*, 107–122, Moravské zemské muzeum a Masarykova univerzita.

# GEOLÓGIA A TEKTONIKA STYČNEJ OBLASTI CENTRÁLNYCH A EXTERNÝCH KARPÁT NA ZÁPADNOM SLOVENSKU – PREHĽAD NOVÝCH VÝSLEDKOV A KONCEPCIÍ



Geology and tectonics of the contact zone of the Central and External Carpathians in western Slovakia – a review of new results and conceptions

**Dušan Plašienka**

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava 4, Slovenská republika; e-mail: plasienka@fns.uniba.sk

(25-Bytča, 35-Trnava)

**Key words:** *Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Fatricum, Gosau basins, tectonic evolution*

## Abstract

New data gathered in the Pieniny Klippen Belt (PKB) and adjacent zones along the Central–External Carpathians boundary in western Slovakia allow for a formulation of an updated model of its structure and tectonic evolution. In general, these zones evolved as an accretionary complex in front of the prograding Central Western Carpathian orogenic wedge during the latest Cretaceous to Paleogene. Step-by-step forward accretion of Oravic units of the PKB (Šariš, Subpieniny, Pieniny) with piggyback frontal elements of the Fatric units (Drietoma, Manín, Klape) was followed by incorporation of the External Carpathian Biele Karpaty and Magura units and brought about transfer of the Oravic elements from the wedge tip to its rear. The wedge growth was accompanied by steepening of the PKB structures up to final overturning and backthrusting to the south in places. By this process, the PKB were ultimately placed in the centre or southern limb of an asymmetric fan-wise accretionary wedge, i.e. in a backstop position between the wedge and rigid Central Carpathian block. Consequently, the original fold-and-thrust structures of the PKB were modified or largely obliterated by superimposed out-of-sequence thrusting, transpressional and transtensional deformation. In addition to a rather poor brittle structural record that is mostly related to younger post-thrusting deformation, these processes are nicely registered by synorogenic clastic sediments in both the trench-foredeep basins in the lower plate of the convergent system (Oravic units) and in the piggyback, wedge-top basins above the deformed wedge (Gosau-type basins). Sedimentary record in the wedge-top area is differentiated into several transgression/regression cycles that are interpreted in terms of the critical wedge theory.

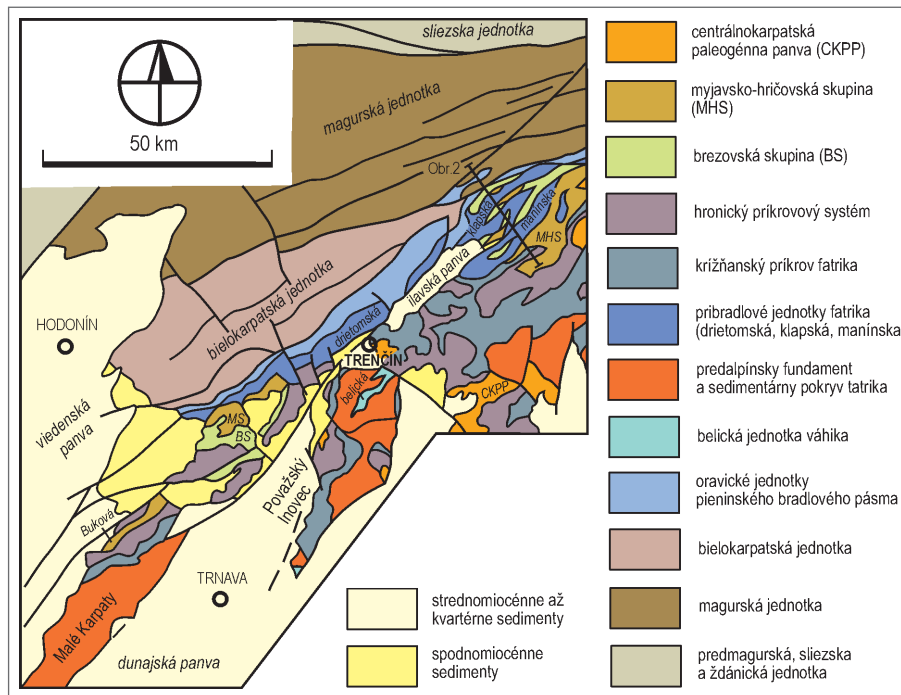
## Úvod

Styčná oblasť centrálnych a externých Západných Karpát predstavuje komplikovanú sutúrnu zónu s množstvom tektonických a litostratigrafických jednotiek pochádzajúcich z často pôvodne vzdialených paleogeografických oblastí. Tieto sa do súčasnej pozície dostali po dlhodobom zložitom tektonickom vývoji, ktorý zahrnoval spodnojurský rifting triasového kontinentálneho, karbonátovo-klastického šelfu, otvorenie nových oceánskych domén napojených cez alpské penninské oceány na stredný Atlantik a ich rozširovanie počas strednej jury až spodnej kriedy. Oceánske panvy boli neskôr počas vrchnej kriedy a paleogénu postupne deštruované subdukčnými procesmi sprevádzanými progradačným rastom akrečného klina a jeho deformáciou a sedimentáciou litologicky veľmi pestrých súvrství v rôznorodých depozičných prostrediach. Napokon bola styčná oblasť dotvorená neogénnymi transpresnými a transtenznými pohybmi.

Cieľom tohto príspevku je podať stručný prehľad geologickej stavby a tektonického vývoja danej oblasti s dôrazom na nové zistenia v predneogénných jednotkách, ktoré sa premietajú aj do formulovania aktualizovaných vývojových tektonických modelov. Podstatná časť uvádzaných nových poznatkov je výsledkom výskumu širokého autorského kolektívu podieľajúceho v ostatných rokoch sa na riešení výskumných projektov na pracovisku zosťavovateľa tohto článku, z ktorých tie podstatné sú uvedené v zozname citovanej literatúry.

## Geologická stavba a tektonické jednotky styčnej oblasti

Oblasť, ktorou sa budeme zaoberať, zahŕňa z geografického hľadiska severnú časť Malých Karpát (Biele hory, Brezovské a Čachtické Karpaty), Myjavskú pahorkatinu, Biele (Bilé) Karpaty, Javorníky a sz. časti Strážovských vrchov a Považského Inovca. Z regionálneho geologického hľadiska sú to najjužnejšie zóny z. časti externých Karpát (bielokarpatská a magurská jednotka), pieninské bradlové pásmo (podbrančsko-trenčiansky a púchovský úsek), čelné časti centrálnokarpatských príkrovov fatrika a hronika, ako aj jednotiek tatrika v ich podloží a sedimentov gosauskej superskupiny v ich nadloží (obr. 1). V tektonickej superpozícii odspodu nahor obsahujú tieto zóny nasledovné hlavné tektonické jednotky: 1 – magurský príkrov (bystrická podjednotka); 2 – bielokarpatská jednotka (bošácky, zubácky a javorinský príkrov sensu Potfaj in Bezák ed. 2004); 3 – jednotky oravika bradlového pásma (šarišská, subpieninská a pieninská jednotka); 4 – belická jednotka váhika; 5 – najexternejšie jednotky tatrika resp. infratatrika (napr. inovecký príkrov); 6 – jednotky fatrika pribradlovej zóny (klapská, manínska a drietomská jednotka); 7 – čelá hronických jednotiek; 8 – senónsko-strednoeocénne sedimenty gosauskej superskupiny. Uvedieme teraz charakteristiku niektorých novovyčlenených jednotiek resp. aktuálne názory na ich postavenie a vývoj aj s príslušnými literárnymi zdrojmi



Obr. 1: Schematická mapa rozloženia hlavných tektonických jednotiek styčnej oblasti externých a centrálnych Karpát na západnom Slovensku a východnej Morave. Zjednodušené podľa Plašienku a Sotáka (2015).

Fig. 1: Schematic map of distribution of the principal tectonic units of the contact area of the Central and External Carpathians in territories of western Slovakia and eastern Moravia. Simplified after Plašienka and Soták (2015).

z ostatných zhruba desiatich rokov, v ktorých sú citované aj všetky staršie relevantné publikácie.

**Jednotky oravika** reprezentujú v stavbe pieninského bradlového pásma (PBP) jeho najvýraznejší tektonický i morfoštruktúrny element, sú prítomné pozdĺž celého jeho priebehu a boli derivované zo samostatnej paleotektonickej a paleogeografickej domény známej ako czorsztyňský chrbát a jeho svahy. Chrbát bol budovaný fragmentom kontinentálnej kôry umiestneným počas jury a kriedy medzi dvomi vetvami oceánskej kôry penninika – z juhu ligursko-piemontsko-váhickým oceánom a zo severu valaisko-rhenodanubicko-magurským oceánom (napr. Froitzheim et al. 2008 a tamojšie citácie). V súčasnosti vyčleňujeme tri základné príkrovové jednotky oravika, a to odspodu nahor jednotku šarišskú, subpieninskú a pieninskú (Plašienka – Mikuš 2010; Plašienka 2011, 2012; Plašienka – Soták 2015). Okrem toho sú nové litologicko-stratigrafické poznatky o jednotkách PBP na západnom Slovensku uvedené aj v práci Schlägl et al. (2009), vrátane opisu najvýznamnejších lokalít.

**Šarišská jednotka** je novo vymedzený element oravika (Plašienka – Mikuš 2010), ktorý buduje podstatnú časť pieninského a šarišského úseku PBP na východnom Slovensku. Ide vlastne o pokračovanie jednotky Grajcarka z poľských Pienin, ale so širším stratigrafickým rozsahom a hlavne s ináč chápaným tektonickým postavením (cf. Oszczyk et al. 2010). Šarišská jednotka zahrnuje tektonicky značne rozčlenené fragmentárne, ale kompozitne súvislé sledy s prevahou hlbokovodných pelagických a kondenzovaných facií od spodnej jury až po stredný

eočén. Ich typickými členmi sú napr. spodnoliasové synriftové klastiká grestenského typu, vrchnoliasové tmavé škvŕnité slieňovce a bridlice (allgäuske s.), spodnodogerské čierne ílovce a sludnaté turbiditové pieskovce (tzv „čierny flyš“, szlachtowské s.; napr. Gedl – Józsa 2015 a tamojšie citácie), vrchnodogerské a spodnomalmské radiolarity, titónsko-spodnokriedové pelagické rohovcové a škvŕnité vápence, rôzne tmavé strednokriedové slieňovce, ílové bridlice a silicity, ďalej vrchnokriedové pestré, zväčša nevápnité červené ílovce typu Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB; malinowské s.) a predovšetkým charakteristické jarmutské súvrstvie mástrichtského a pročské súvrstvie paleocén-spodnoeočénneho veku. Tie sú tvorené nahor hrubnúcimi synorogénnymi klastikami

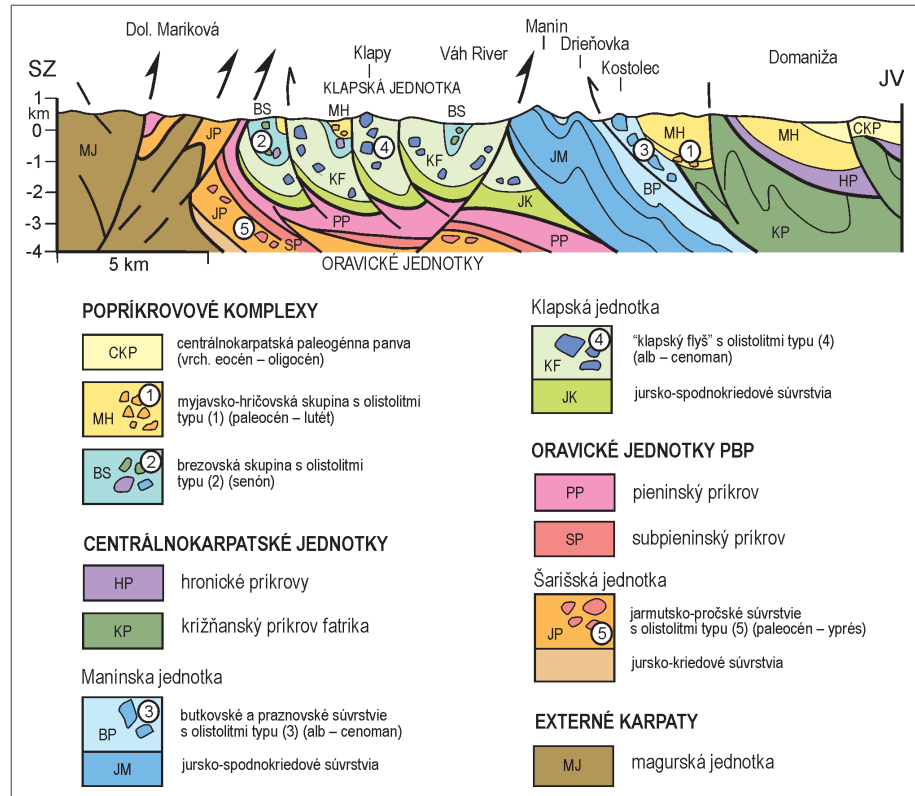
– vápnitými ílovcami, turbiditovými kremeň-karbonátovými pieskovecami, zlepcami s obsahom exotických obliakov a olistostrómovými brekciami (milpošská brekcia; Plašienka – Mikuš 2010; Plašienka 2012). Brekcie a v nich ležiace olistolity až hektometrových rozmerov sú tvorené materiálom vyššie ležiacich oravických jednotiek, predovšetkým subpieninskej s charakteristickou czorsztyňskou sukcesiou. Interpretované sú ako sklzové telesá typu chaotických netriedených masových tokov s materiálom derivovaným z progradujúceho čela subpieninského a nadložného neseného pieninského príkrovu.

Kým šarišská jednotka v stavbe niektorých častí východoslovenského PBP dominuje a jej fragmenty sú bežné aj v oravskom a varínskom (kysuckom) úseku, na západnom Slovensku do nej možno zaradiť len niektoré šupiny na rozhraní PBP a bielokarpatskej jednotky budované paleogénnymi sedimentmi typu pročského súvrstvia (kopanický vývoj – Picha et al. 2006; kartografické vymedzenie Cháb et al. 2007; brvništská šupina – Potfaj in Mello ed. 2011) a len s menšou istotou aj staršie kriedové pelagické súvrstvia lokálnej jednotky Fodorka („čierna krieda“ – Salaj 1995). Šarišská jednotka mala svoj najpravdepodobnejší pôvod na severných svahoch czorsztyňského chrbta klesajúcich do hlbokovodných paniev dnešných externých Karpát, predovšetkým bielokarpatskej, keďže klastické súvrstvia magurskej jednotky obsahujú len minimum karbonátového materiálu a prakticky žiadny z oravických jednotiek PBP.

**Subpieninský príkrov** je budovaný viacerými litostratigrafickými sukcesiami, v prvom rade czorsztyňskou,

ale aj niektorými „prechodnými“, ktoré boli pôvodne umiestnené na južných svahoch czorsztynského chrbta (napr. niedzická, pruská, czertezická sukcesia). Czorsztynská sukcesia obsahuje panvové hemipelagické dysoxické sedimenty spodnej jury až álenu, v bajoku ale nastalo náhle splytčenie zaznamenané plytkovodnými piesčito-krinoidovými vápencami a prizlomovými brekciami (Aubrecht – Szulc 2006). Splytčenie je interpretované ako prvý výrazný výzdvih czorsztynského chrbta spojený s otváraním váhického oceánu, ktorý ho oddelil od severotatrického okraja centrálneokarpatského bloku (Plašienka 2003, 2012). Následná termálna subsidencia viedla k usadzovaniu typických červených hľuznatých vápencov fácie „ammonitico rosso“ od batu až po kimeridž. Titónsko-spodnokriedové vápence sú opäť relatívne plytkovodné, bohaté na bioklastický materiál, v západoslovenskom úseku PBP sa však vyskytujú len ojedinele. Skôr sú tu zaznamenané znaky vynorenia, krasovatenia a erózie starších karbonátov až po úroveň strednojurských sedimentov, napr. v bradlách Ostrá hora (Horné Slnie) a Vršatec (Aubrecht et al. 2006). Hlavný výzdvih a vynorenie chrbta nastalo zrejme počas barému a aptu, pretože sedimenty tohto veku sa v czorsztynských sledoch vôbec nevyskytujú. Po tomto hiáte sa czorsztynský chrbát opäť ponoril a od albu až do kampánu na ňom sedimentovali pestré pelagické slieňovce fácie „couches rouges“, v bradlovom pásme známe aj ako púchovské sliene. Významné paleogeografické otázky kladie zistenie hojnej prítomnosti chróm-spinelidov v ťažkej frakcii sedimentov na báze tohto nového sedimentačného cyklu (Aubrecht et al. 2009). Novým zistením v subpieninskej jednotke je aj prítomnosť pravdepodobne vrchnokriedových vulkanitov charakteru submarinných výlevov hyaloklastitových láv alkalických bazaltov až bazanitov, ktoré boli objavené v skupine Vršatských bradiel (Bučová et al. 2010; Spišiak et al. 2011).

Sedimentárne sledy subpieninskej jednotky sa zväčša končia „flyšovými“ synorogénnymi klastikami jarmutského súvrstvia mástrichtského veku. Podobne ako v prípade jarmutského a pročského súvrstvia šarišskej jednotky, obsahuje aj jarmutské súvrstvie subpieninskej jednotky karbonatické olistostromatické brekcie, označované v tomto prípade ako gregoriánske. Tie obsahujú výlučne materiál derivovaný z nadložnej pieninskej jednotky



Obr. 2: Geologický rez cez bradlové pásmo a príslušné zóny na strednom Považí (lokalizácia rezu je naznačená na obrázku 1). Upravené podľa Plašienku et al. (2015).

Fig. 2: Geological cross-section through the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones in the area of the Middle Váh River Valley (see Fig. 1 for the position of the section). Adapted from Plašienka et al. (2015).

(hlavne spodnokriedové vápence pieninského súvrstvia, v menšej miere aj jurské radiolarity) a sú podobne ako milpošské brekcie šarišskej jednotky interpretované ako masové toky derivované z čela nasúvajúceho sa pieninského príkrovu (Plašienka – Mikuš 2010; Plašienka – Soták 2015). Ich analógom sú na Orave známe záskalské brekcie tvorené najmä klastami strednokriedových slieňovcov. Niekoľko lokalít s podobnými klastikami sa našlo aj v púchovskom úseku, tie ale zatiaľ neboli podrobnejšie spracované.

**Pieninský príkrov** obsahuje prevažne hlbokovodné pelagické sedimenty od spodnej jury do vrchnej kriedy (napr. Michalík et al. 2009), pričom jej jednotlivé, sčasti odlišné litostratigrafické sukcesie ako sú pieninská s.s., kysucká, braniská a pravdepodobne aj nižnianska (Józsa – Aubrecht 2008) sa zväčša končia nahor hrubnúcimi synorogénnymi klastikami vrchného turónu až santónu, vrátane tzv. exotických zlepcov. Tektonické nadložie pieninskej jednotky je tvorené presunutými frontálnymi elementmi centrálneokarpatských príkrovov, ktoré v súčasnosti zaraďujeme do fatrického príkrovového systému (drietomská, klapská a manínska jednotka – obr. 1 a 2). Do pieninskej jednotky sme ako príkrovovú trosku, spolu s menšou šupinou pravdepodobne czorsztynskej sukcesie, zaradili aj problematický výskyt bradlových jednotiek uprostred bystrickej zóny magurskej jednotky pri Dolnej Marikovej (Plašienka et al. 2010), ktorý bol pôvodne interpretovaný ako tektonické okno.

**Drietomská jednotka** vystupuje v myjavskom, trenčianskom a púchovskom úseku PBP, kde je štruktúrne úzko spätá s podložnými oravickými jednotkami. Tvoria ju hlbokovodné pelagické súvrstvia jury a spodnej kriedy, ktoré sú svojou náplňou blízke zliechovskej sukcesii krížňanského príkrovu fatrika. Za jej súčasť sa pokladali aj komplexy strednokriedových synorogénnych klastík, ktoré ale podľa novších výskumov tvoria samostatnú štruktúru korelovanú s klapskou jednotkou (Hók et al. 2009).

**Manínska jednotka** vystupujúca na strednom Považí je jedným z najkontroverznejších prvkov stavby Západných Karpát, pretože od interpretácie jej postavenia sa odvíjajú základné názory na vzťah medzi centrálnymi a externými zónami Karpát. Neistota pretrváva napriek tomu, že litostratigrafia manínskej jednotky je relatívne veľmi dobre známa (napr. Michalík et al. 2012, 2013). Hlavným problémom je to, že kým jursko-strednokriedové sedimentárne sledy manínskej jednotky majú čo do vývoja blízko ku centrálneokarpatským jednotkám či už tatrika alebo fatrika, na oblasť vystupovania manínskej jednotky sú viazané aj relatívne hrubé komplexy senónskych uloženín, čo je znak typický pre PBP. Pritom vzťah týchto senónskych hornín k podložným kriedovým súvrstviam je stále chápaný rozporuplne – podľa starších názorov ide o kontinuálnu sukcesiu bez prerušenia sedimentácie, podľa iných predstáv je ale medzi nimi významná tektonická línia a senónske komplexy sú súčasťou kysuckej sukcesie vystupujúcej spod manínskeho príkrovu vo forme tektonických okien (Rakús – Hók 2005; Mello ed. 2011). Treťou možnosťou, aplikovanou v práci Plašienku a Sotáka (2015) je, že senónske sedimenty reprezentujú nový transgresívny cyklus a usadili sa po príkrovovom presune manínskej jednotky zaraďovanej do centrálneokarpatskej superjednotky fatrikum (krížňanský príkrov s. l., pozri tiež Prokešová et al. 2012). V takom prípade sú tieto senónske horniny súčasťou gosauskej superskupiny, čo ostatne pre analogické horniny v oblasti klapskej jednotky navrhoval už Salaj (2006).

**Klappská jednotka** je známa predovšetkým mohutnými telesami hlbokomorských „upohlavských“ zlepcov albsko-cenomanského veku s podstatným zastúpením obliakového materiálu problematického pôvodu, pre ktorý sa tieto zlepenice označujú ako „exotické“. O pôvode tohto materiálu a tektonickej príslušnosti celej klapskej jednotky bolo vyslovených viacero hypotéz, žiadna z nich však nateraz nevysvetľuje uspokojivo všetky fenomény. Nové, hlavne petrologické výskumy obliakov granitoidov a vysokotlakových metamorfítov, však podporujú koncepciu „južnej“ proveniencie tohto materiálu, t.j. pôvodu zo zón okolo predpokladanej sutúry neotetydného meliatskeho oceánu medzi dnešnými centrálnymi a internými Karpátmi (napr. Kissová et al. 2005, Ivan et al. 2006), aj keď časť obliakov najmä mladších senónskych zlepcov môže mať svoj pôvod aj v priľahlom tatriku (Uher et al. 2013). Inventár obliakového materiálu upohlavských zlepcov zosumarizovali naposledy Mišík a Reháková (2004).

**Gosauská superskupina** v koncepcii Plašienku a Sotáka (2015) zahrnuje senónsku brezovskú a paleocén-

no-strednoeocénnu myjavsko-hričovskú skupinu, ktoré reprezentujú nový transgresívny sedimentačný cyklus po finálnom umiestnení centrálneokarpatských príkrovov fatrika a hronika do dnešnej pribradlovej zóny počas vrchného turónu. Transgresívny charakter je evidentný najmä v prípade brezovskej skupiny v severnej časti Malých Karpát, kde koňacké karbonátové zlepenice ležia priamo nad triasovými karbonátmi hronika. Na strednom Považí je ale situácia komplikovaná tým, že spodnosenónske zlepenice ležia niekedy v zdanlivo kontinuálnom slede nad strednokriedovými sedimentmi podložnej klapskej a manínskej jednotky, a boli preto najčastejšie interpretované ako súčasť sedimentárnych sledov týchto jednotiek. Miestami je ale ich transgresívny charakter tiež evidentný (Salaj 2006), navyše na hranici turón/koňak došlo k zásadnej zmene depozičných podmienok z hlbokovodnej klastickej sedimentácie strednokriedových „flyšových“ komplexov klapskej a manínskej jednotky, na relatívne plytkovodnú sedimentáciu senónskych a vyššie ležiacich paleocénnych súvrství s početnými prerušeniami sedimentácie, rífovými biohermami a hojnosťou bioklastického materiálu, pólovou zmenou smeru prínosu klastického materiálu atď. Zväzujúcim prvkom s podložíom je však stála prítomnosť „exotického“ obliakového materiálu, čo Plašienka a Soták (2015) vysvetľujú jeho preplavením z podložných upohlavských zlepcov klapskej jednotky. Treba ale pripustiť, že tento názor nie je všeobecne prijímaný.

Jednotky PBP obsahujú okrem pestrého obliakového materiálu aj početné veľké syndimentárne bloky – olistolity rôzneho zloženia a pôvodu. V reakcii na zavádzajúci článok Golonku et al. (2015), v ktorom sa prakticky všetky bradlá v púchovskom úseku PBP mylne pokladajú za olistolity (napr. aj vrchy Manín a Butkov), sme syndimentárne bradlá (olistolity) vystupujúce v PBP rozdelili do piatich základných genetických typov (Plašienka et al. 2015; obr. 2): (1) redeponované bloky dezintegrovaných tanetských bioherm v myjavsko-hričovskej skupine; (2) olistolity senónskych rudistových rífov, urgónskych a triasových platformových vápencov v brezovskej skupine; (3) kostolecké olistolity v albsko-cenomanských sedimentoch manínskej jednotky; (4) veľké olistolity plytkovodných jurských vápencov v strednokriedovom „klapskom flyši“ klapskej jednotky (napr. vrch Klapy); (5) olistolity jursko-kriedových sedimentov najmä czorsztynskej sukcesie uložených v milpošských brekciách pročského súvrstvia šarišskej jednotky. Všetky tieto typy olistolitov majú rozdielne zloženie, vek, provenienciu, charakter a vek hostiteľských synorogénnych sedimentov, vystupujú v rozdielnych jednotkách pochádzajúcich z odlišných paleogeografických domén a boli generované pri rôznych tektonických procesoch. Nemožno ich teda spájať do jednej skupiny a na tom základe interpretovať stavbu a vývoj celého PBP, ako to urobili vyššie uvedení autori.

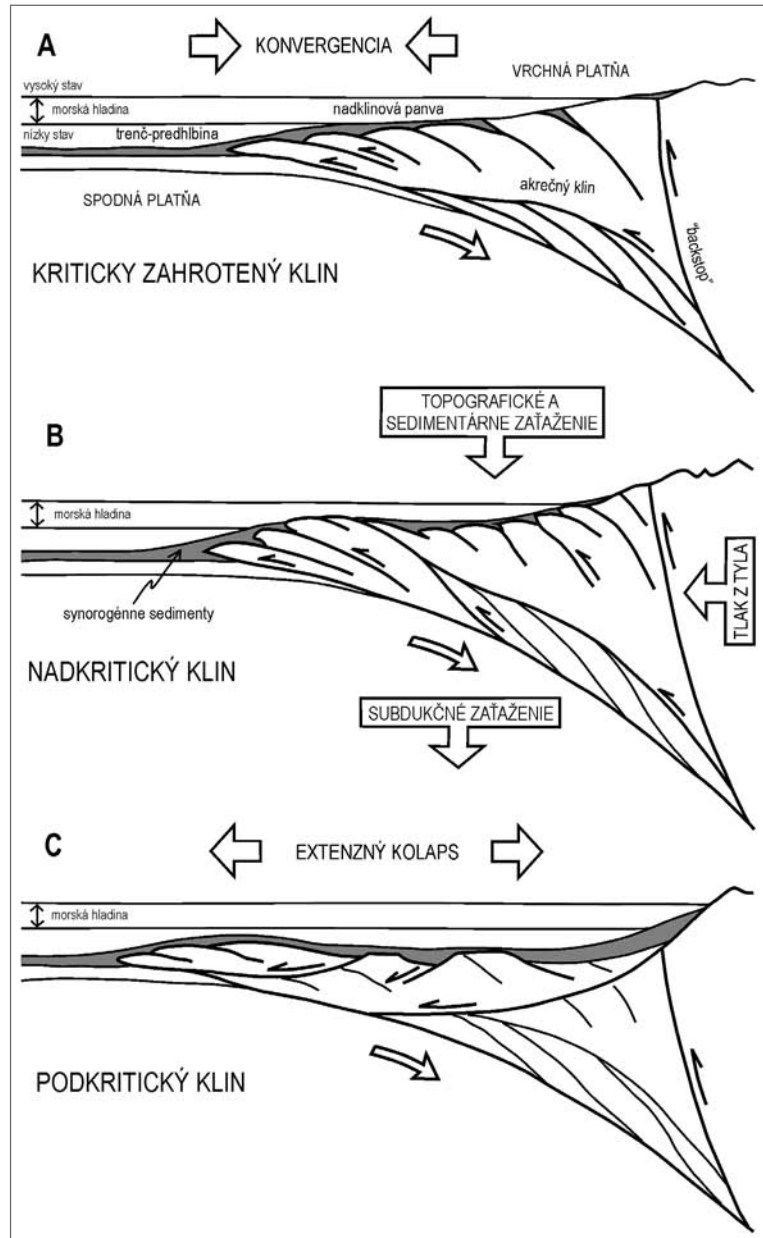
**Belická jednotka** bola v 90-tych rokoch, na základe unikátnej oceánskej litostratigrafickej náplne a tektonickej pozície v podloží inoveckého príkrovu fundamentu najexternejšieho tatrika (infratatrika), definovaná ako samostatný element stavby na úrovni superjednotky



(váhikum, obr. 1) a ako analóg vrchných penninských jednotiek Álp derivovaných z ligursko-piemontského oceánu. Vzhľadom na malý rozsah a problematické vystupovanie bola však táto koncepcia spochybnená (Rakús – Hók 2005; Putiš et al. 2008), pôvodná interpretácia ale zatiaľ nebola na základe nejakých jednoznačných argumentov vyvrátená (Plašienka 2012).

**Náčrt tektonického vývoja počas vrchnej kriedy až paleogénu**

Pri nedostatku údajov o deformačnom štruktúrnom vývoji v tomto období je model kompresného tektonického vývoja PBP a prilahlých zón založený najmä na údajoch o veku a zložení a na interpretácii paleotektonického depozičného prostredia synorogénnych, senónsko-eocénných klastických sedimentárnych sekvencií. Tie sa usadili v systéme depocentier predpolia a čela progradujúceho orogénneho klinu, ktoré zahŕňujú migrujúcu trenčovo-predhlinovú flexúrnú panvu spodnej platne a nesené nadklinové panvy vrchnej platne (modelovo znázornené na obr. 3). Periférne predhliny oravických jednotiek PBP sú charakterizované klastickými vejármi a apronmi s trendom hrubnutia nahor. Ich hrubý, neopracovaný a nezrelý materiál (napr. gregoriánske a milpošské brekcie) bol derivovaný z aktívnych čiel nasúvajúcich sa príkrovov a do panvy sa dostával epizodickými masovými gravitačnými tokmi umiestnenými v hlbokovodných hemipelagických a distálnych turbiditových sedimentoch. Súčasťou hrubozrnných klastík sú lokálne aj dobre opracované „exotické“ obliaky, ktoré boli pravdepodobne recyklované zo strednokriedových zlepcov klapskej jednotky fatrika (Plašienka 2012; Plašienka – Soták 2015). Panvy predhliny sa v jednotkách oravika vyvíjali postupne – najskôr počas spodného senónu v pieninskej jednotke (sromovské súvrstvie), potom počas mástrichtu až dánu? v subpieninskej jednotke (jarmutské súvrstvie) a napokon v najexternejšej šarišskej jednotke v najmladšej kriede až spodnom eocéne (pročské súvrstvie). Naproti tomu nadklinové panvy gosauského typu majú koňackú transgresívnu bázu, spočiatku trend zjemňovania nahor a prekrývajú čelá centrálnokarpatských príkrovov fatrika a hronika. Okrem materiálu derivovaného z podložných komplexov, opäť vrátane resedimentovaných exotických obliakov, obsahujú tiež podstatné množstvo plytkovodného biogénneho detritu a dezintegrovanej rífových telesá (napr. tanetské kambühelské vápence). Senónsko-spodnoeocénne gosauské sledy sú zostavené do viacerých transgresno-regresných



Obr. 3: Terminológia synorogénnych paniev a faktory kontrolujúce dynamiku a depozičné systémy aktívneho akrečného klinu. A – vyrovnaný klin udržiavajúci si kritické zahrotenie; B – nestabilný, deformačne zhrubnutý nadkritický klin; C – podkriticky zahrotený klin po extenznom kolapse. Detaily v práci Plašienku a Sotáka (2015).

Fig. 3: Terminology of synorogenic basins and factors controlling dynamics and depositional systems of an active accretionary wedge. A – steady-state wedge maintaining the critical taper; B – unstable overthickened wedge with supercritical taper; C – collapsed subcritical wedge taper. For details see Plašienka and Soták (2015).

cyklov kontrolovaných subdukčno-kolíznymi procesmi, pohybovou dynamikou podložného klinu a kolísaním morskej hladiny (Plašienka – Soták 2015).

Tektonický vývoj klinu a nadklinových nesených paniev interpretujeme v intenciách modelu kritického zahrotenia násunového klinu (obr. 3). Nadkriticky zhrubnutý klin je v nesených panvách zaznamenaný regresiou a deštrukciou okrajových rífových telies, kým predhliny boli vyplňané množstvom klastického materiálu erodovaného z vyzdvihnutého klinu. Následný gravitačný kolaps

viedol k podkriticky zahrotenému klinu, čo je zaznamenané transgresiou a prehĺbovaním v nadklinových panvách, ako aj všeobecnou unifikáciou depozičných podmienok v celom systéme paniev predpolia, poklesom prínosu terigénneho aj biogénneho detritu a prevažne batyálnou hemipelagickou sedimentáciou. Vo vývoji klina a jeho predpolia takto rozoznávame sedem štádií (Plašienka – Soták 2015): 1) vrchný turón až spodný santón (cca 90–85 Ma) – podkritický až kritický klin (umiestnenie centrálnokarpatských príkrovov, subdukcia váhika, mimosekvenčné nasúvanie v klíne, snežnicko-sromovská predhlbina); 2) vrchný santón až stredný kampán (85–75 Ma) – podkritický klin (subdukcia váhika, extenzný kolaps klina, púchovská hemipelagická panva); 3) vrchný kampán až najstarší dán (75–65 Ma) – nadkritický klin (subdukcia váhika, akrecia pieninskej jednotky, počiatok kolízie klina s czorsztyńským chrptom, jarmutská predhlbina); 4) dán až yprés (65–50 Ma) – nadkritický klin (kolízia a akrecia subpieninskej jednotky, pročská predhlbina); 5) vrchný yprés až lutét (50–40 Ma) – podkritický klin (subdukcia magurského oceána, extenzný kolaps klina, súľovsko-domanížská panva); 6) bartón až vrchný rupel (40–30 Ma) – nadkritický klin (akrecia šarišskej a bielokarpatskej jednotky, spätné nasúvanie v tyle klina); 7) vrchný rupel až spodný burdigal (30–20 Ma) – podkritický klin (extenzný kolaps tyla klina, centrálnokarpatská paleogénna panva).

Až od šiesteho štádia vývoja klina môžeme s určitou mierou pravdepodobnosti k týmto záverečným etapám tektonického vývoja priradiť aj mezoskopický štruktúrny záznam. Ten je reprezentovaný výlučne krehkými štruktúrami, najmä zlomovými, ktoré pri známej orientácii a kinematike umožňujú ich paleonapäťovú analýzu a interpretáciu vývoja napäťového poľa kontrolujúceho deformačné procesy. Takto bolo na strednom Považí spracované veľké množstvo materiálu (vyše 1 000 zlomov), na základe ktorého sa vyčlenili viaceré paleonapäťové štádiá (napr. Bučová et al. 2010; Šimonová – Plašienka 2011). Vo všeobecnosti je pre ne príznačná postupná rotácia hlavnej horizontálnej osi kompresného napätia v smere pohybu hodinových ručičiek zo smeru zhruba Z–V až po SV–JZ. V závislosti od orientácie hlavnej kompresnej osi napätia voči regionálnym štruktúram sa menil aj tektonický režim od ortogonálneho skracovania počas starších štádií formovania akrečného klina, cez dextrálnu transpresiu v spodnom, sinistrálnu transtenziu v strednom, až po generálnu extenziu vo vrchnom miocéne. Od tejto rotácie

však treba odpočítať spodnomiocénnu rotáciu proti smeru pohybu hodinových ručičiek celého západokarpatského bloku o najmenej 50°. Rotácia napäťového poľa je preto v obdobiach pred blokovou rotáciou do značnej miery len zdánlivá a hlavná os napätia bola po dlhé obdobie konzistentne orientovaná zhruba v smere J–S. To je v súlade s kinematikou platňových pohybov v alpsko-karpatskom priestore, predovšetkým transláciou kontinentálneho bloku Adria smerom na sever, ktorá bola zrejme aj hlavným zdrojom tektonických napätí. Uvedená blokovaná rotácia Západných Karpát bola nedávno overená paleomagnetickými meraniami aj na vrchnokriedových súvrstviach pestrých slieňovcov PBP na viacerých lokalitách pozdĺž celého jeho oblúka (Márton et al. 2013).

### Záver

Na základe sedimentárneho a štruktúrneho záznamu tektonických procesov reprezentujú zóny združené okolo PBP na západnom Slovensku bývalý vrásovo-násunový akrečný klin, ktorý sa počas vrchnej kriedy a paleogénu vyvíjal v čele centrálnokarpatského orogénneho systému. Ortogonálny rast klina bol riadený „piggyback“ štýlom frontálneho nasúvania a akrecie stále externejších jednotiek, pričom sa napr. elementy PBP postupne prenášali z čela do tyla klina. Tam sa dostávali do subvertikálnej pozície až sa prevracali smerom na J až JV. Počas maximálneho zhrubnutia klina dochádzalo v jeho tyle aj k spätným násunom a klin tak získal asymetrický vejárovitý tvar, pričom jednotky PBP sa nachádzajú buď v jeho osovej časti, alebo v strmšom jv. krídle. Takým spôsobom sa jednotky PBP ocitli v tektonicky exponovanej pozícii subvertikálnej dorazovej zóny (backstop) v tyle klina a na vonkajšej hrane rigidného bloku centrálnych Karpát. Rast klina bol epizodicky prerušovaný kolapsovými extenznými štádiami a v záverečných kolíznych štádiách aj značne modifikovaný naloženými transpresnými a transtenznými deformáciami, ktoré v PBP spôsobili dezintegráciu pôvodných vrásovo-násunových štruktúr a aj značné rozčlenenie vrstvom sledov za vzniku typického „bradlového“ štýlu stavby.

### Podakovanie

*Táto práca vznikla v rámci riešenia projektu APVV-0212-12 „Transfer“. Za finančnú podporu ďakujeme slovenskej Agentúre na podporu výskumu a vývoja. Anonymnému recenzentovi ďakujeme za cenné pripomienky.*

## Literatúra

- Aubrecht, R. – Szulc, J. (2006): Deciphering of the complex depositional and diagenetic history of a scarp limestone breccia (Middle Jurassic Krasin Breccia, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). – *Sedimentary Geology*, 186, 265–281.
- Aubrecht, R. – Krobicki, M. – Sýkora, M. – Mišík, M. – Boorová, D. – Schlögl, J. – Šamajová, E. – Golonka, J. (2006): Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyn succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion? – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 76, 161–196.
- Aubrecht, R. – Méres, Š. – Sýkora, M. – Mikuš, T. (2009): Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). – *Geologica Carpathica*, 60, 6, 463–483.
- Bezák, V. (ed.) (2004): Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. – Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
- Bučová, J. – Plašienka, D. – Mikuš, V. (2010): Geology and tectonics of the Vršatec klippen area (Pieniny Klippen Belt, Western Slovakia). – *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Spec. Vol.*, 100, 197–207.
- Froitzheim, N. – Plašienka, D. – Schuster, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: McCann, T. (ed.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. Geological Society Publishing House, London, 1141–1232.
- Gedl, P. – Józsa, Š. (2015): Early?–Middle Jurassic dinoflagellate cysts and foraminifera from the dark shale of the Pieniny Klippen Belt between Jarabina and Litmanová (Slovakia): age and palaeoenvironment. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85, 1, 91–122.
- Golonka, J. – Krobicki, M. – Waškowska, A. – Cieszkowski, M. – Ślącza, A. (2015): Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. – *Geological Magazine*, 152, 269–286.
- Hók, J. – Pešková, I. – Potfaj, M. (2009): Litostratigrafická náplň a tektonická pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma). – *Mineralia Slovaca*, 41, 313–320.
- Cháb, J. – Stráňák, Z. – Eliáš, M. (2007): Geologická mapa České republiky 1 : 500 000. – Česká geologická služba, Praha.
- Ivan, P. – Sýkora, M. – Demko, R. (2006): Blueschists in the Cretaceous exotic conglomerates of the Klape Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): their genetic types and implications for source areas. – *Geologia*, 32, 47–63.
- Józsa, Š. – Aubrecht, R. (2008): Barremian–Aptian erosion of the Kysuca–Pieniny trough margin (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). – *Geologica Carpathica*, 59, 2, 103–116.
- Kissová, D. – Dunkl, I. – Plašienka, D. – Frisch, W. – Marschalko, R. (2005): The Pieninic exotic cordillera (Andrusov Ridge) revisited: new zircon FT ages of granite pebbles from Cretaceous conglomerates of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). – *Slovak Geological Magazine*, 11, 1, 17–28.
- Márton, E. – Grabowski, J. – Plašienka, D. – Túnyi, I. – Krobicki, M. – Haas, J. – Pethe, M. (2013): New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation. – *Tectonophysics*, 592, 1–13.
- Mello, J. (ed.) (2011): *Vysvetlivky ku geologickej mape stredného Považia 1 : 50 000*. – Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 378 str.
- Michalík, J. – Reháková, D. – Halásová, E. – Lintnerová, O. (2009): The Brodno section – a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). – *Geologica Carpathica*, 60, 3, 213–232.
- Michalík, J. – Lintnerová, O. – Reháková, D. – Boorová, D. – Šimo, V. (2012): Early Cretaceous sedimentary evolution of a pelagic basin margin (the Manín Unit, central Western Carpathians, Slovakia). – *Cretaceous Research*, 38, 68–79.
- Michalík, J. – Vašíček, Z. – Boorová, D. – Golej, M. – Halásová, E. – Hort, P. – Ledvák, P. – Lintnerová, O. – Měchová, L. – Šimo, V. – Šimonová, V. – Reháková, D. – Schlögl, J. – Skupien, P. – Smrečková, M. – Soták, J. – Zahradníková, B. (2013): Vrch Butkov – kamenný archív histórie slovenských vrchov a druhohorného morského života. – *Veda, Bratislava*, 164 str.
- Mišík, M. – Reháková, D. (2004): Psefitické horniny (štrky, brekcie, zlepence) Západných Karpát. – *Veda, Bratislava*, 132 str.
- Oszczypko, N. – Jurewicz, E. – Plašienka, D. (2010): Tectonics of the Klippen Belt and Magura Nappe in the eastern part of the Pieniny Mts. (Western Carpathians, Poland and Slovakia) – new approaches and results. – *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Spec. Vol.*, 100, 221–229.
- Picha, F. J. – Stráňák, Z. – Krejčí, O. (2006): Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. – In: Golonka, J. – Picha, F. J. (eds): *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. AAPG Memoir, 84, 49–175.
- Plašienka, D. (2003): Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 94 (2001), 79–98.
- Plašienka, D. (2011): The Pieniny Klippen Belt – structure, evolution and position in the Carpathian tectonic framework. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 2011/1, 39–44.
- Plašienka, D. (2012): Jurassic syn-rift and Cretaceous syn-orogenic, coarse-grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. – *Geological Quarterly*, 56, 4, 601–628.
- Plašienka, D. – Mikuš, M. (2010): Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku. – *Mineralia Slovaca*, 42, 2, 155–178.
- Plašienka, D. – Soták, J. (2015): Evolution of Upper Cretaceous – Paleogene synorogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): tectonic controls over a growing orogenic wedge. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85, 1, 43–76.
- Plašienka, D. – Sýkora, M. – Aubrecht, R. – Krobicki, M. – Józsa, Š. (2010): Reinterpretation of the lithostratigraphy and tectonic position of the Mariková Klippen (Middle Váh Valley, western Slovakia). – *Acta Geologica Slovaca*, 2, 1, 1–9.
- Plašienka, D. – Michalík, J. – Soták, J. – Aubrecht, R. (2015): Comment on „Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians“. – *Geological Magazine*, 152, submitted.

- Prokešová, R. – Plašienka, D. – Milovský, R. (2012): Structural pattern and emplacement mechanisms of the Krížna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). – *Geologica Carpathica*, 63, 1, 13–32.
- Putiš, M. – Gawlick, H.-J. – Frisch, W. – Sulák, M. (2008): Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratatic unit. – *International Journal of Earth Sciences*, 97, 799–819.
- Rakús, M. – Hók J. (2005): Manínska a klapská jednotka – lithostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku. – *Mineralia Slovaca*, 37, 1, 9–26.
- Salaj, J. (1995): Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov – 3. časť. – *Zemní plyn a nafta*, 40/1, 3–51.
- Salaj, J. (2006): Microbiostratigraphy of the Gosau development in the Klape Unit, Western Carpathian Paleoalpine accretionary belt. – *Mineralia Slovaca*, 38, 1, 1–6.
- Schlögl, J. – Michalík, J. – Plašienka, D. – Aubrecht, R. – Reháková, D. – Tomašových, A. – Bučová, J. – Mikuš, V. – Sýkora, M. – Golej, M. (2009): Jurassic to Lower Cretaceous deposits of the Pieniny Klippen Belt and Manín Unit in the Middle Váh Valley (Biele Karpaty and Strážovské vrchy Mts, Western Slovakia). – *Geologia*, 35, 3/1, 119–181.
- Spišiak, J. – Plašienka, D. – Bučová, J. – Mikuš, T. – Uher, P. (2011): Petrology and palaeotectonic setting of Cretaceous alkaline basaltic volcanism in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). – *Geological Quarterly*, 55, 1, 27–48.
- Šimonová, V. – Plašienka, D. (2011): Kinematická a paleonapätová analýza zlomov v butkovskom lome (manínska jednotka, Západné Karpaty). – *Acta Geologica Slovaca*, 3, 1, 21–31.
- Uher, P. – Plašienka, D. – Ondrejka, M. – Hraško, L. – Konečný, P. (2013): Uranium-rich monazite-(Ce) from the Krivá type granite cobbles in conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia: composition, age determination and possible source areas. – *Geological Quarterly*, 57, 2, 343–352.

# ALTERACE DETRITICKÉHO TITANITU V KULMU DRAHANSKÉ VRCHOVINY

Alteration of detrital titanite in the Drahaný Upland

Aleš Novotný, Renata Čopjaková

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 379759@mail.muni.cz

(24-21 Úsobrno, 24-23 Malé Hradisko)

**Key words:** Drahaný Upland, Protivanov Formation, detrital titanite, authigenic synchysite-(Ce), diagenetic alteration, REE mobility, graywackes

## Abstract

Titanite is a common accessory mineral of magmatic rocks, low- and medium-grade metamorphic rocks and it occurs as a detrital mineral in clastic sediments. Our paper deals with titanite alterations as a result of interaction of diagenetic fluids with detrital titanite during deep burial of sedimentary rocks of Drahaný Upland, Protivanov Formation. Detrital titanites and their alteration products were examined by electron microprobe. Titanite dissolution was observed from the rim and along the cracks, accompanied by the formation of an authigenic calcite,  $TiO_2$  phase, synchysite-(Ce), and rarely chlorite. With an increasing degree of alteration, detrital titanite occurs as small irregular relics inside a mixture of authigenic minerals. Based on the composition of authigenic minerals, we can suppose diagenetic fluid rich in  $CO_2$ , F and Ca responsible for alteration of detrital titanite. The maximum temperatures in this area during deep burial of sedimentary rocks reached 250–300 °C, corresponding to the conditions of very low-grade metamorphism. Contents of REE (0.67–3.55 wt. %  $REE_2O_3$ ) in detrital titanite are rather high and vary significantly. Authigenic synchysite-(Ce) compared with detrital titanite strongly prefers LREE over HREE, indicating that LREE released during dissolution of detrital titanite were preferentially incorporated into the structure of synchysite-(Ce), whereas HREE were mobilized and removed away by diagenetic fluids.

## Úvod

Titanit je typický akcesorický horninotvorný minerál, který se nachází v různých typech hornin, zejména v Ca bohatých kyselých až bazických magmatických horninách (granity, granodiority, pegmatity), ve slabě a středně metamorfovaných horninách (ruly, amfibolity), na hydrotermálních žilách (typický je pro alpskou paragenezi) i v klastických sedimentech (Deer et al. 1982). Chování titanitu při působení hydrotermálních fluid je věnováno jen několik prací a většinou se jedná o studium alterací titanitu v granitoidních horninách (Pough 1934; Raade 1969; Pan et al. 1993; Morad et al. 2009; Middleton et al. 2013). Dostupné publikace o alteracích titanitu v sedimentárních horninách (jedná se o tufy) jsou omezené pouze na jedinou práci od Horie et al. (2008).

Předkládaná zpráva shrnuje výsledky studia alterací detritického titanitu, k nimž dochází v souvislosti s účinky diagenetických fluid při hlubokém pohřbení sedimentů kulmu Drahané vrchoviny. Je zde vyhodnoceno chemické složení detritického titanitu a sekundárních fází, které ho zatlačují, posouzeny teplotní podmínky alteračních procesů a chemismus fluid a dále vyhodnocena mobilita REE při těchto procesech.

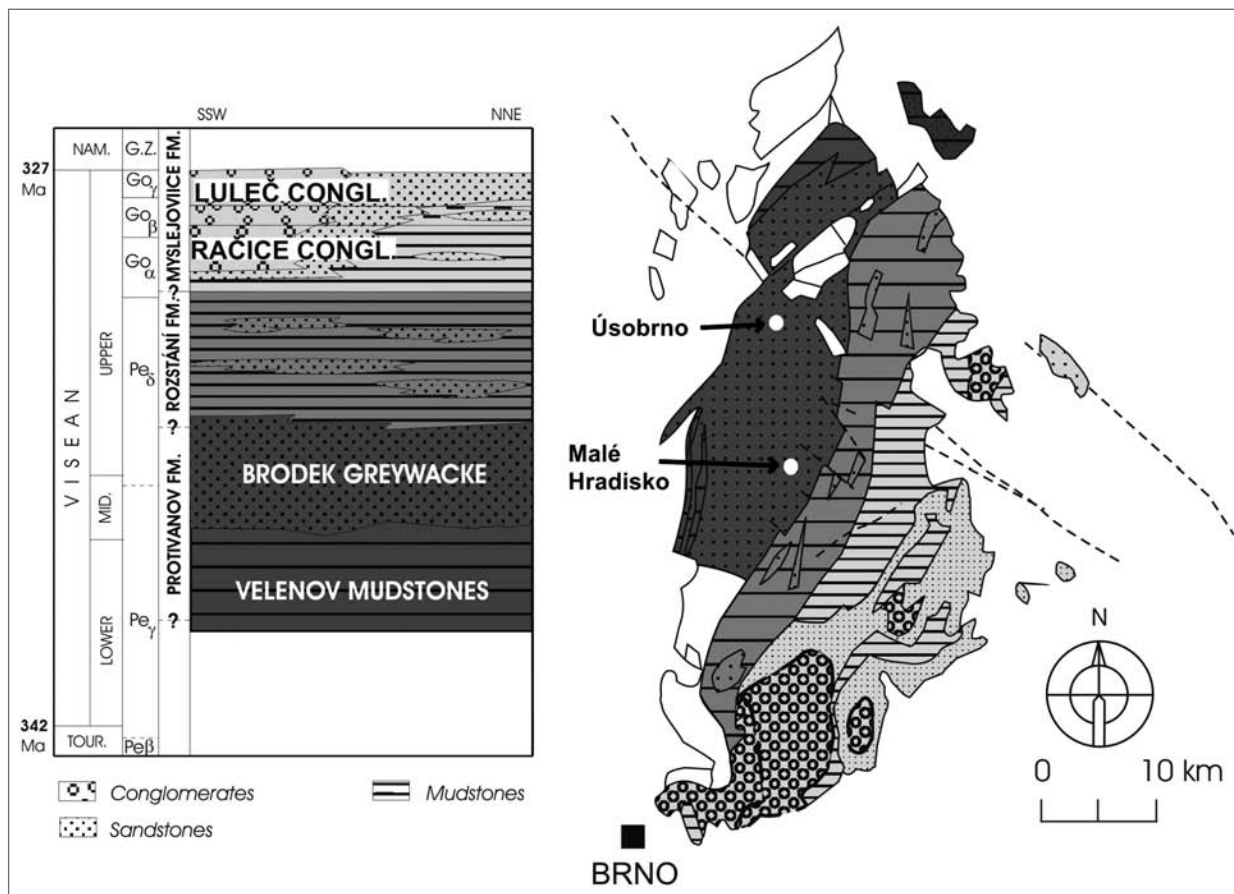
## Geologická situace

Drahané vrchovina představuje jednotku situovanou při v. okraji Českého masivu a reprezentuje jednu ze dvou částí moravskoslezského paleozoika. Tato jednotka je považována za součást rhenohercynské zóny variského orogénu (Franke 1989) a sedimentace v kulmské pánvi souvisí s variskou orogenezí (Schulmann – Gayer 2000).

Drahané vrchovina představuje mohutný komplex převážně drob, méně slepenců a břidlic (Hartley – Otava 2001). Na základě litostratigrafie rozdělil Dvořák (1973) v rámci sedimentů Drahané vrchoviny souvrství protivanovské, rozstáňské a myslejovické (od starších k mladším; obr. 1). Na bázi protivanovského souvrství jsou přítomny velenovské břidlice a výše převažují brodecké droby (Mísař et al. 1983) s významnou polohou kořeneckého slepence. V nadloží protivanovského souvrství leží sedimenty rozstáňského souvrství (převaha břidlic) a myslejovického souvrství (dominance drob a slepenců; Mísař et al. 1983). Zdrojový materiál sedimentů protivanovského souvrství zahrnuje ve velké míře svrchně korové horniny s vysokým podílem vulkanitů, I-typových magmatitů, sedimentů (pískovce a břidlice) a kontaktně metamorfovaných hornin. Klastický materiál protivanovského souvrství vykazuje v mnoha případech vysokou podobnost s horninami situovanými při současné stavbě Českého masivu západně až severozápadně od kulmských sedimentů. Zachovalová (2003) upozornila na geochemickou podobnost valounů granitů a výlevných ryolitů a andezitů a považuje za zdrojovou oblast valounů vulkanických a plutonických hornin ostrovní oblouk, který byl během karbonu denudován. Valouny biotitických granitů až granodioritů jsou blízké I-typovým granitoidům nasavrckého masivu (Čopjaková 2007). Tyto magmatické horniny jsou považované za hlavní zdroj detritického titanitu v protivanovském souvrství.

## Metodika

Chování detritického titanitu bylo studováno na dvou lokalitách drob v protivanovském souvrství kulmu Drahané vrchoviny, kde je titanit běžný detritický mi-



Obr. 1: Schematická geologická mapa a stratigrafické schéma sedimentů Drahané vrchoviny (modifikováno podle Hartley a Otava 2001). Na mapě jsou bílými kolečky vyznačeny lokality, kde byl proveden odběr vzorků.

Fig. 1: Schematic geological map and stratigraphic scheme of the Culm sediments of the Drahaný Upland (modified from Hartley and Otava 2001). The white circles show position of studied samples.

nerál v asociaci těžkých minerálů. Z drob byly zhotoveny leštěné výbrusy. Leštěné výbrusy byly naprášeny vrstvou C a podrobeny studiu na elektronové mikrosondě Cameca SX 100 (Laborař elektronové mikroskopie a mikroanalýzy; společně pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby; Brno). Analýzy titanitu a produktů jeho alterace byly provedeny ve vlnově disperzním modu, při urychlovacím napětí 15 kV, proudu svazku 10 nA (REE karbonáty) a 40 nA (titanit,  $\text{TiO}_2$  fáze) a velikosti svazku 2  $\mu\text{m}$  (titanit,  $\text{TiO}_2$  fáze) a 10  $\mu\text{m}$  (REE karbonáty). Byly použity následující standardy: fluorapatit (Ca), titanit (Si),  $\text{TiO}_2$  (Ti), albit (Na), sanidin (Al, K), almandin (Fe), pyrop (Mg),  $\text{YPO}_4$  (Y),  $\text{LaPO}_4$  (La),  $\text{CePO}_4$  (Ce),  $\text{PrPO}_4$  (Pr),  $\text{NdPO}_4$  (Nd),  $\text{SmPO}_4$  (Sm),  $\text{EuPO}_4$  (Eu),  $\text{GdPO}_4$  (Gd),  $\text{DyPO}_4$  (Dy),  $\text{ErPO}_4$  (Er), Sn (Sn), kolumbit (Nb),  $\text{CrTa}_2\text{O}_6$  (Ta), brabantit (Th), U (U), topaz (F), zirkon (Zr), vanadinit (V),  $\text{ScVO}_4$  (Sc).

Chemické složení detritického titanitu bylo přepočteno na sumu tří kationů (tab. 1). Chemické složení autigenních REE karbonátů bylo kalkulováno na sumu šesti kationů (tab. 1) bez Fe, Ti a Si, o nichž se uvažuje jako o příměsi jiných fází (oxidů/hydroxidů Fe,  $\text{TiO}_2$  fáze, křemene). Chemické složení  $\text{TiO}_2$  fáze bylo přepočteno na sumu jednoho kationu (tab. 1).

## Výsledky

Detritický titanit v drobách protivánovského souvrství tvoří isometrická až sloupcovitá hypautomorfně omezená zrna velká přibližně 50–150  $\mu\text{m}$ . Detritický titanit je v BSE obraze obvykle heterogenní. U zrn byly patrné alterace od okrajů a podél prasklin doprovázené vznikem nových fází. S rostoucí mírou alterace tvoří detritický titanit drobné ostrůvkovité relikty uvnitř mas sekundárních fází. Obvykle byl titanit zatlačován směsí s převažujícím kalcitem, blíže neidentifikovanou  $\text{TiO}_2$  fází a karbonáty vzácných zemin (obr. 2a, 2b, 2c). Vzácně byl titanit zatlačen směsí chloritu s drobnými zrnky  $\text{TiO}_2$  fáze (obr. 2d).

U detritického titanitu se obsah Ca pohybuje v rozmezí 0,94–0,98 apfu (tab. 1). Obsah REE v jednotlivých zrnech titanitu kolísá (0,67–3,55 hm. %  $\text{REE}_2\text{O}_3$ ), přičemž LREE výrazně převládají nad HREE a obsah Eu je pod detekčním limitem EMP (obr. 3a). Obsah Ti činí 0,87–0,93 apfu. Z ostatních prvků je zastoupeno v menší míře Fe (0,96–2,40 hm. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), nízký je obsah Al (1,14–1,56 hm. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), Nb (0,14–0,31 hm. %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ) a radioaktivních prvků (nad limitem detekce je pouze Th  $\leq 0,10$  hm. %  $\text{ThO}_2$ ). Rovněž množství F je nízké (0,27–0,52 hm. %; 0,03–0,06 apfu).

Kalcit, který zaujímá největší objem po alterovaném titanitu, vytváří drobná nepravidelná zrna o velikosti 10–20  $\mu\text{m}$ . Často se vyskytuje v asociaci s  $\text{TiO}_2$ .

Tab. 1: Chemické složení detritického titanitu, autigenního synchysitu-(Ce) a TiO<sub>2</sub> fáze z kulmu Dražanské vrchoviny; bdl – hodnoty pod detekčním limitem elektronové mikrosondy. Výsledky analýz jsou uvedeny v hm. %.

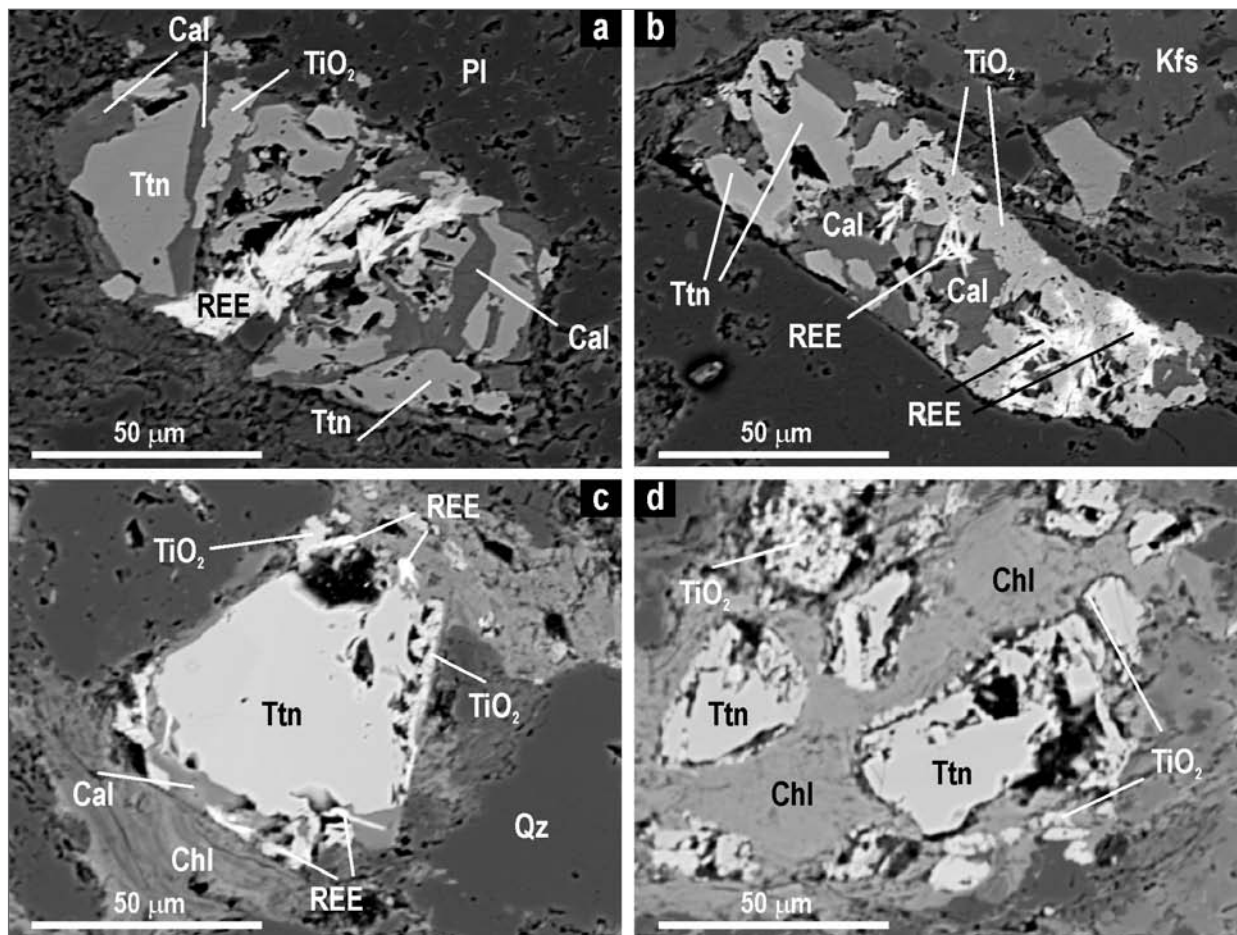
Tab. 1: Chemical composition of detrital titanite, authigenic synchysite-(Ce) a TiO<sub>2</sub> phase from the Dražany Upland; bdl – values below the detection limit of electron microprobe. Chemical analyses are given in wt. %.

Detritický titanit			Autigenní synchysit-(Ce)			Autigenní TiO <sub>2</sub>			
analýza	1	2	3	analýza	1	2	analýza	1	2
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,27	0,31	SO <sub>3</sub>	bdl	0,05	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,55
SiO <sub>2</sub>	29,65	29,77	29,92	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,15	SiO <sub>2</sub>	0,23	0,73
TiO <sub>2</sub>	36,65	36,29	35,88	SiO <sub>2</sub>	1,37	1,39	TiO <sub>2</sub>	96,26	94,18
ZrO <sub>2</sub>	0,07	bdl	bdl	TiO <sub>2</sub>	1,24	0,54	ZrO <sub>2</sub>	0,32	0,37
ThO <sub>2</sub>	0,09	0,07	0,06	ZrO <sub>2</sub>	bdl	bdl	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,33	1,44	ThO <sub>2</sub>	0,55	0,51	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,15	1,82	1,82	UO <sub>2</sub>	bdl	bdl	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	0,17
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl	bdl	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,69	2,61	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,09	0,09	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,72	8,75	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	0,59	0,66	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,43	24,51	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	0,13
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	bdl	0,07	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	2,01	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,39	0,42	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,82	7,43	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	bdl	bdl	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27	1,33	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,11	0,12	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl	bdl	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,16	1,16	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl
MgO	bdl	bdl	0,02	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,44	MgO	bdl	0,03
CaO	26,94	27,27	27,29	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	0,12	CaO	0,05	0,16
SnO	0,09	0,09	0,11	CaO	16,73	15,62	FeO	0,41	1,08
Na <sub>2</sub> O	0,03	bdl	bdl	MnO	bdl	bdl	SnO	bdl	0,04
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,04	FeO	1,98	1,14	Na <sub>2</sub> O	0,05	0,04
F	0,42	0,47	0,49	SrO	bdl	bdl	K <sub>2</sub> O	0,02	0,03
Total	99,84	98,58	98,74	PbO	bdl	0,09	F	0,07	0,07
Th <sup>4+</sup>	0,001	0,001	0,000	Na <sub>2</sub> O	0,08	bdl	Total	99,66	98,57
Y <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	F	4,12	3,75	Y <sup>3+</sup>	0,000	0,000
La <sup>3+</sup>	0,001	0,001	0,001	Total	71,58	72,51	La <sup>3+</sup>	0,000	0,000
Ce <sup>3+</sup>	0,012	0,007	0,008	S <sup>6+</sup>	0,000	0,000	Ce <sup>3+</sup>	0,000	0,001
Pr <sup>3+</sup>	0,002	0,000	0,001	P <sup>5+</sup>	0,011	0,019	Pr <sup>3+</sup>	0,000	0,000
Nd <sup>3+</sup>	0,008	0,005	0,005	Zr <sup>4+</sup>	0,000	0,000	Nd <sup>3+</sup>	0,000	0,000
Sm <sup>3+</sup>	0,001	0,000	0,000	Th <sup>4+</sup>	0,021	0,019	Sm <sup>3+</sup>	0,000	0,000
Gd <sup>3+</sup>	0,002	0,001	0,001	U <sup>4+</sup>	0,000	0,000	Gd <sup>3+</sup>	0,000	0,000
Dy <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	Y <sup>3+</sup>	0,246	0,236	Dy <sup>3+</sup>	0,000	0,000
Ca <sup>2+</sup>	0,968	0,976	0,976	La <sup>3+</sup>	0,613	0,551	Ca <sup>2+</sup>	0,019	0,012
Na <sup>+</sup>	0,002	0,000	0,000	Ce <sup>3+</sup>	1,219	1,531	Na <sup>+</sup>	0,001	0,001
K <sup>+</sup>	0,001	0,001	0,002	Pr <sup>3+</sup>	0,123	0,125	K <sup>+</sup>	0,000	0,001
subtot	0,998	0,992	0,994	Nd <sup>3+</sup>	0,478	0,453	Nb <sup>5+</sup>	0,004	0,003
Ta <sup>5+</sup>	0,000	0,000	0,000	Sm <sup>3+</sup>	0,075	0,078	Ti <sup>4+</sup>	0,964	0,953
Nb <sup>5+</sup>	0,003	0,004	0,005	Eu <sup>3+</sup>	0,000	0,000	Zr <sup>4+</sup>	0,002	0,002
Ti <sup>4+</sup>	0,899	0,912	0,901	Gd <sup>3+</sup>	0,066	0,065	Al <sup>3+</sup>	0,001	0,003
Zr <sup>4+</sup>	0,001	0,000	0,000	Dy <sup>3+</sup>	0,029	0,024	Sc <sup>3+</sup>	0,001	0,001
Al <sup>3+</sup>	0,053	0,052	0,057	Er <sup>3+</sup>	0,000	0,007	V <sup>3+</sup>	0,000	0,002
Mg <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,001	Ca <sup>2+</sup>	3,072	2,856	Mg <sup>2+</sup>	0,000	0,001
Fe <sup>2+</sup>	0,049	0,041	0,041	Mn <sup>2+</sup>	0,000	0,000	Fe <sup>2+</sup>	0,004	0,011
Sn <sup>2+</sup>	0,001	0,001	0,001	Sr <sup>2+</sup>	0,006	0,012	Sn <sup>2+</sup>	0,000	0,000
subtot	1,006	1,011	1,006	Pb <sup>2+</sup>	0,000	0,004	Si <sup>4+</sup>	0,003	0,001
Si <sup>4+</sup>	0,994	0,995	0,999	Na <sup>+</sup>	0,027	0,000	Cat sum	1,000	1,000
Cat sum	3,000	3,000	3,000	Cat sum	6,000	6,000	F <sup>-</sup>	0,003	0,003
F <sup>-</sup>	0,045	0,049	0,052	F <sup>-</sup>	2,005	1,878	O <sup>2-</sup>	1,979	1,979
O <sup>2-</sup>	4,938	4,940	4,936				An sum	1,982	1,979
An sum	4,983	4,989	4,988						

TiO<sub>2</sub> fáze (anatas/rutil/brookit) tvoří obvykle nepravidelné mikroporézní agregáty do 20 μm vyplňující společně s kalcitem a REE karbonáty prostor po rozpuštěném titanitu (obr. 2a, 2b), případně tvoří drobná zrnka < 2 μm lemující reliktu zatlačovaného titanitu (obr. 2c, 2d). Autigenní TiO<sub>2</sub> fáze obsahuje vedle Ti malé množství Ca (0,25–1,35 hm. % CaO), Fe (0,42–1,41 hm. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Si (0,26–1,07 hm. % SiO<sub>2</sub>), Al (0,05–0,42 hm. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Nb (0,46–0,61 hm. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) a Zr (0,29–0,40 hm. % ZrO<sub>2</sub>) (tab. 1). Z REE je v TiO<sub>2</sub> fázi pouze Ce v některých případech nad mezí detekce EMP (do 0,13 hm. % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Zatím nebylo ověřeno, o kterou modifikaci TiO<sub>2</sub> se jedná. Na základě potvrzení přítomnosti autigenního anatasu v asociaci s autigenním monazitem v drobkách protivanovského souvrství pomocí Ramanovy spektroskopie (Čopjaková et al. 2011) lze předpokládat, že i v případě TiO<sub>2</sub> fáze zatlačující titanit se jedná o anatas.

Autigenní REE karbonáty tvoří obvykle agregáty drobně jehličkovitých až tabulkovitých krystalů o tloušťce do 20 μm a maximální délce 60 μm. Někde jsou krystaly drobné, téměř nerozpoznatelné a lemují okraje rozpuštěného reliktu titanitu (obr. 2c), jindy nejsou REE minerály přítomny vůbec (obr. 2d). Kalcit, jenž se s REE karbonáty často vyskytuje v asociaci, obvykle vyplňuje prostory mezi jednotlivými jehlicemi. Všechny analyzované REE karbonáty odpovídají svým chemismem synchysitu-(Ce) se strukturálním vzorcem CaCe(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>F, tedy poměr Ca:REE se blíží 1:1 (tab. 1). Naměřené obsahy se při přepočtu na 6 kationů pohybují od 2,9–3,2 apfu Ca a 2,6–3,1 apfu REE. Obsah F se pohybuje v rozmezí 2,02–2,67 apfu (3,02–4,56 hm. % F), F tedy dominuje nad OH. V distribuci REE je patrné obohacení o LREE a negativní Eu anomálie (obr. 3b). Poměr La<sub>N</sub>/Gd<sub>N</sub> kolísá v poměrně úzkém rozmezí 6,2–8,0. Zvýšený je obsah Th (0,17–0,55 hm. % ThO<sub>2</sub>), který převažuje nad U (≤ 0,15 hm. % UO<sub>2</sub>).

Chlorit ojediněle zatlačuje titanit, který tvoří nepravidelné reliktu uvnitř chloritu (obr. 2d). Chemické složení chloritu nebylo studováno.



Obr. 2: Detritické titanity z drob Dražanské vrchoviny v BSE obraze; a – relikt detritického titanitu, z velké části zatlačeného kalcitem,  $TiO_2$  a REE karbonáty; b – silně alterované zrno titanitu vykazující známky rozpouštění od okraje a podél prasklin a doprovázené vznikem kalcitu,  $TiO_2$  a REE karbonátů; c – zrno detritického titanitu podél okraje zatlačované kalcitem,  $TiO_2$  a REE karbonáty; d – relikt detritického titanitu zatlačené chloritem a  $TiO_2$ . Použité zkratky pro minerály jsou podle Whitney – Evans (2010). REE – karbonáty vzácných zemin (synchysit);  $TiO_2$  – blíže neidentifikovaná  $TiO_2$  fáze.

Fig. 2: BSE images of detrital titanite; a – relics of detrital titanite, which is intensively replaced by calcite,  $TiO_2$  and REE carbonates; b – intensively altered titanite showing dissolution from rim and along fractures with newly formed calcite,  $TiO_2$  and REE carbonates; c – detrital titanite replaced along rim by calcite,  $TiO_2$  and REE carbonates; d – relics of detrital titanite replaced by chlorite and  $TiO_2$ . Used abbreviations according to Whitney – Evans (2010). REE – REE carbonates (synchysite);  $TiO_2$  – undefined  $TiO_2$  phase.

### Diskuze a závěry

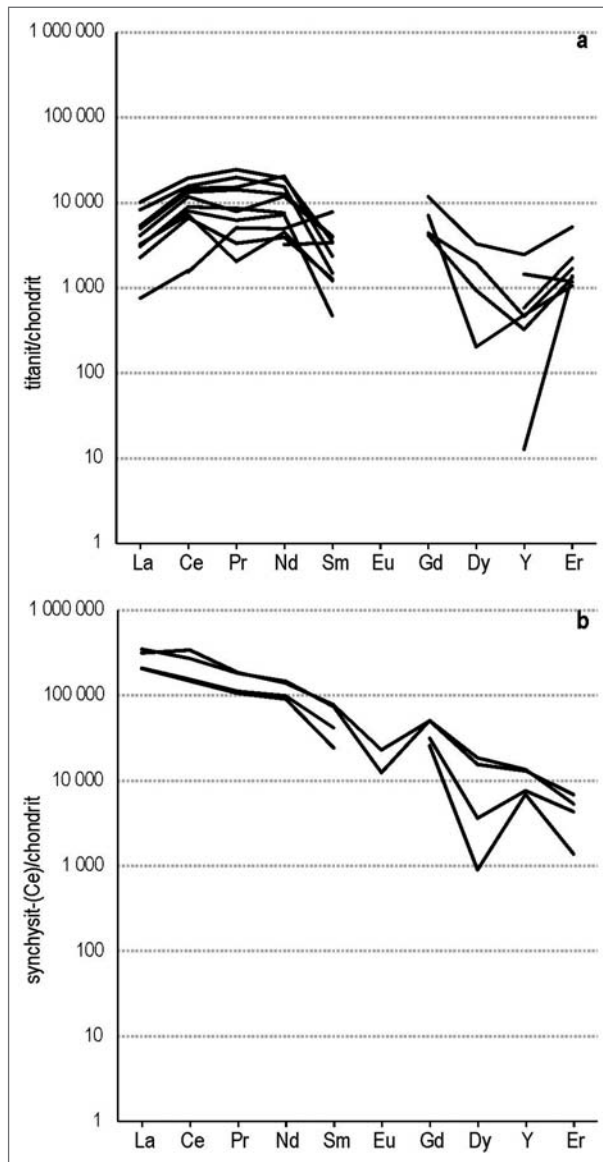
Detritický titanit v drobkách protivanovského souvrství byl rozpouštěn a zatlačován kalcitem +  $TiO_2$  fází ± synchysitem-(Ce) případně chloritem +  $TiO_2$  fází. Na základě texturních pozorování v BSE obraze lze jednoznačně vyvodit, že procesy alterace titanitu jsou autigenního původu a alterace proběhla uvnitř sedimentární pánve. Alteraci titanitu ve zdrojových horninách lze vyloučit, neboť takto alterovaná zrna titanitu by se při transportu rozlámala v alteračních zónách. Horie et al. (2008) pozorovali při alteraci detritického titanitu v tufech jeho částečnou rekrystalizaci. Novotvořené domény titanitu jsou oproti nealterovaným doménám ochuzené o Ti a obohacené o Ca, Al, Fe a Pb.

Na základě složení autigenních minerálů (synchysit-(Ce), kalcit, rutil/anatas atd.) můžeme předpokládat, že diagenetická fluida, která se podílela na alteraci titanitu, byla na  $CO_2$ , F a Ca relativně bohatá. Pan et al. (1993) uvedli, že titanit je stabilní v nízkoteplotních hydrotermálních fluidech s nízkým obsahem  $CO_2$  a vysokým obsahem  $H_2O$ . Fluida s vysokým obsahem  $CO_2$  jsou považována

za hlavní příčinu rozpouštění titanitu i v magmatických horninách (Pan et al. 1993; Morad et al. 2009; Middleton et al. 2013). Maximální teploty v důsledku hlubokého pohřbení sedimentů v oblasti protivanovského souvrství dosáhly 250–300 °C, což odpovídá podmínkám velmi slabé metamorfózy (Čopjaková et al. 2011). K alteraci titanitu v drobkách tedy docházelo maximálně za teplot 250–300 °C. Horie et al. (2008) uvedli, že k hydrotermální alteraci titanitu v alkalickém prostředí může docházet za teploty nižší než 200 °C. V granitoidních horninách, kde k alteracím titanitu může docházet ve větším teplotním rozmezí a často za vyšších teplot, byla popsána větší variabilita alteračních produktů po magmatickém titanitu. K nejčastějším produktům alterace magmatických titanitů patří anatas, křemen, synchysit, monazit, xenotim, kalcit nebo bastnäsit (Pan et al. 1993; Middleton et al. 2013), ale také allanit, rutil, apatit (Pan et al. 1993) nebo i chlorit (Morad et al. 2009).

Autigenní  $TiO_2$  (anatas/rutil/brookit) vytváří většinou menší, porézní zrnka při okraji zrn detritického





Obr. 3: Chondritem normalizované obsahy prvků vzácných zemin v detritických titanitech (a) a autigenických REE karbonátech (b). Normalizováno chondritem McDonough – Sun (1995).  
 Fig. 3: Chondrite normalized REE patterns in detrital titanite (a) and authigenic REE carbonates (b). Chondrite after McDonough – Sun (1995).

titanitu.  $TiO_2$  fáze vzniká z Ti uvolněného při rozpouštění detritického titanitu. Titan je považován za nemobilní prvek, přesto někteří autoři (Rubin et al. 1993; Van Baalen 1993) popisují transport Ti v horninovém prostředí při působení hydrotermálních fluid až na vzdálenost 1 m od jeho zdroje. Rozpustnost Ti vzrůstá v kyselém a alkalickém prostředí (Van Baalen 1993).

Autigení synchysit-(Ce) je ve srovnání s detritickým titanitem chemicky homogenní, s úzkým rozsahem obsahů REE a Y i jednotným tvarem normalizovaných REE křivek, z čehož lze usuzovat, že vznikl v úzkém rozmezí chemického složení systému a P-T podmínek. Vznik autigeního synchysitu-(Ce) po detritickém titanitu je odrazem zejména obsahu REE v titanitu a míry alterace titanitu. Vyšší podíl autigeního synchysitu-(Ce) vzniká v okolí intenzivně alterovaného detritického titanitu s vyššími obsahy REE (obr. 2a, 2b). Malý podíl autigeního synchysitu-(Ce), případně jeho nepřítomnost, byla pozorována v okolí detritického titanitu, který vykazuje malou míru rozpouštění (obr. 2c), nebo ve vazbě na titanit, v němž byl obsah REE nízký, i když objem rozpuštěného titanitu byl výrazný (obr. 2d).

Autigení REE karbonáty upřednostňují lehké vzácné zemin (LREE) před těžkými vzácnými zeminami (HREE) a ve srovnání s detritickým titanitem mají tedy jejich REE-křivky výrazně strmější sklon (obr. 3). Tato pozorování indikují, že LREE uvolněné při hydrotermální alteraci detritického titanitu byly přednostně inkorporovány do struktury synchysitu-(Ce), zatímco HREE byly patrně mobilizovány diagenetickými fluidy. Výsledky v práci Pan et al. (1993) rovněž indikovaly, že LREE vstupovaly do novotvořených minerálů (monazit, allanit), zatímco HREE byly rovněž transportovány mimo minerální asociaci.

Ačkoli křemen nebyl nikdy přítomen v asociaci autigeníh fází zatlačujících titanit, lze předpokládat, že Si uvolněný při rozpouštění titanitu se spolupodílí na tvorbě autigeního křemitého tmelu, který je všudypřítomný v základní hmotě drob.

#### Poděkování

Práce vznikla s podporou specifického výzkumného programu Masarykovy univerzity MUNI/A/1005/2013.

## Literatura

- Čopjaková, R. (2007): Odras změn provenience v psefitické a psamitické frakci sedimentů mysejovického souvrství. – MS, disertační práce, PřF MU, 137, Brno.
- Čopjaková, R. – Novák, M. – Franců, E. (2011): Formation of authigenic monazite-(Ce) to monazite-(Nd) from Upper Carboniferous graywackes of the Drahaný Upland: Roles of the chemical composition of host rock and Burian temperature. – *Lithos*, 127, 373–385.
- Dvořák, J. (1973): Synsedimentary tectonics of the Paleozoic of the Drahaný Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). – *Tectonophysics*, 17, 359–391.
- Deer, W. A. – Howie, R. A. – Zussman, J. (1982): Rock forming minerals. Orthosilicates vol. 1A. – Longman, London, 443–466. 936 str.
- Franke, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe, in: Dalmeyer, R. D. (ed.): Terranes in the circum-Atlantic Paleozoic orogens. – *Geological Society of America Special Paper*, 230, 67–90.
- Hartley, A. J. – Otava, J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. – *Journal of the Geological Society*, 158, 137–150.
- Horie, K. – Hidaka, H. – Gauthier-Lafaye, F. (2008): Elemental distribution in apatite, titanite and zircon during hydrothermal alteration: Durability of immobilization mineral phases for actinides. – *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, 962–968.
- McDonough, W. F. – Sun, S. S. (1995): Composition of the Earth. – *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Middleton, A. W. – Förster, H.-J. – Uysal, I. T. – Golding, S. D. – Rhede, D. (2013): Accessory phases from the Soultz monzogranite, Soultz-sous-Forêts, France: Implications for titanite destabilisation and differential REE, Y and Th mobility in hydrothermal systems. – *Chemical Geology*, 335, 105–117.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. – SPN Praha, 336 str.
- Morad, S. – El-Ghali, M. A. K. – Caja, M. A. – Al-Ramadan, K. – Mansurbeg, H. (2009): Hydrothermal alteration of magmatic titanite: Evidence from Proterozoic granitic rocks, Southeastern Sweden. – *The Canadian Mineralogist*, 47, 4, 801–811.
- Pan, Y. – Fleet, M.E. – Macrae, N. D. (1993): Late alteration in titanite (CaTiSiO<sub>5</sub>): Redistribution and remobilization of rare earth elements and implications for U/Pb and Th/Pb geochronology and nuclear waste disposal. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 355–367.
- Pough, F. H. (1934): Octahedrite as an alteration product of titanite. – *American Mineralogist*, 19, 599–602.
- Raade, G. (1969): Cavity minerals from the Permian biotite granite at Nedre Eiker church. – *Norrs Geologisk Tidsskrift*, 49, 227–239.
- Rubin, J. N. – Henry, C. D. – Price, J. G. (1993): The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration. – *Chemical Geology*, 110, 29–47.
- Schulmann, K. – Gayer, R. (2000): A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. – *Journal of the Geological Society, London*, 157, 401–406.
- Van Baalen, M. R. (1993): Titanium mobility in metamorphic systems: a review. – *Chemical Geology*, 110, 233–249.
- Whitney, D. L. – Evans, B. W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Zachovalová, K. (2003): Valouny magmatitů spodnokarbonských slepenců – indikátory geotektonického prostředí. – MS, disertační práce, PřF MU, 148 str. Brno.

# MINERALOGIE ŽELEZNÝCH RUD Z LOŽISKA ŘÍDEČ V JIŽNÍ ČÁSTI ŠTERNBERSKO-HORNOBENEŠOVSKÉHO PRUHU (MORAVSKOSLEZSKÁ JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)

Mineralogy of iron ores from the Řídeč deposit in the southern part of the Šternberk-Horní Benešov belt (Moravian-Silesian Unit, Bohemian Massif)

Jiří Zimák

Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(14-44 Šternberk)

**Key words:** Šternberk-Horní Benešov belt, iron ore, magnetite, stilpnomelane, chamosite, ankerite

## Abstract

The Řídeč iron ore deposit of the Lahn-Dill type is located in the southernmost part of the Šternberk-Horní Benešov belt. The Jiří-Hugo Mine near Řídeč was in operation to 1947. Basic volcanites form the immediate footwall of an iron ore horizon which is covered with clastic sediments. All iron ore samples found on a heap at the Jiří-Hugo Mine represent one variety of ore: stilpnomelane ore with variable amounts of magnetite and calcite. The ore exhibits a banded structure – it consists of repeated, thin bands composed of black stilpnomelane scales and fine-grained magnetite, alternating with thin bands of calcite. Chamosite, siderite and ankerite are present in small amounts in some samples. Sulphides (pyrite, less abundant chalcopyrite, sporadically sphalerite) occur as disseminations in the ore. Chromite inclusions were found in magnetite. Hydrothermal veins are composed mainly of quartz, calcite, chamosite and stilpnomelane penetrate iron ore.

High-grade stilpnomelane-magnetite ores poor in calcite contain 51–56 wt. % of iron. Therefore, they are one of the richest iron-ore varieties mined at deposits of the Lahn-Dill type in the Šternberk-Horní Benešov belt and in the Vrbno Group.

## Úvod

Jižní část šternbersko-hornobenešovského pruhu je historicky významnou oblastí těžby železných rud lahn-dillského typu, a to v území označovaném Skáceletem et al. (1968) jako „železorudný obvod šternbersko-řídečský“ s archiváliemi doloženou těžbou rud již na počátku 13. století. K největšímu rozmachu kutání a dolování zde došlo v 50. letech 19. století. Hospodářská krize v 70. letech 19. století však vedla k přerušení těžby a na mnoha místech k jejímu definitivnímu ukončení. Některé doly však byly v provozu ještě na počátku 20. století, případně byly v období před 1. světovou válkou znovu otevřeny (Skácel et al. 1968). Jedno z relativně velkých ložisek tohoto rudního obvodu vystupuje na katastrálním území Řídeč, je kryto na sebe navazujícími důlními měrami Georg (Jiří), Hugo a Robert (viz Kretschmer 1917). Dobývání Fe-rud na tomto ložisku bylo obnoveno i během 2. světové války a skončilo až v roce 1947, uzavřením jámy Jiří-Hugo (Petránek 1951). Tím byla definitivně ukončena těžba železných rud v celém šternbersko-hornobenešovském pruhu. Pokusy o její obnovení na řídečském dole Robert v 50. letech 20. století nebyly úspěšné (Tauchman 1955).

Tento článek přináší stručnou mineralogickou charakteristiku železných rud získaných z haldového materiálu u jámy Jiří-Hugo a upozorňuje na nesoulad mezi dříve publikovanými údaji a současnými poznatky.

## Vzorky a metody

Vzorky rud byly odebrány na montánní haldě v blízkosti někdejší těžební jámy Jiří-Hugo, situované na důlní míře Jiří, cca 750 m jižně od kóty 340 (Lískovec). Na haldě deponovaný materiál nemusí být jen z důlních

měr Jiří a Hugo, ale může pocházet z důlní míry Robert (jde však jen o různé úseky téhož rudního horizontu – viz Kretschmer 1917).

Z vybraných rudních vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy, které byly studovány mikroskopicky v procházejícím i v odraženém světle. Chemické složení jednotlivých minerálů bylo sledováno pomocí elektronového mikroanalýzátoru Cameca SX100 (PEMM, PŘF MU Brno, analytici P. Gadas, R. Škoda a R. Čopjaková, analyzováno převážně v letech 2012–2014). Výsledky reprezentativních analýz fylosilikátů a karbonátů jsou uvedeny v tabulce 1 a 2 (v případě stilpnomelanu byl zvolen přepočten na 8 atomů křemíku ve vzorcové jednotce, i když jsou i jiné alternativy, žádná však není ideální). Analýzy byly provedeny ve vlnově disperzním modu za těchto podmínek: napětí 15 kV, proud 10 nA, průměr svazku 4 nebo 5 μm (fylosilikáty), 7 nebo 5 μm (karbonáty). Výsledky WDX analýz dalších minerálů jsou pouze stručně komentovány v textu.

Celkový chemismus rudních vzorků byl stanoven v laboratořích olomoucké firmy URGa pomocí rentgenfluorescenčního analyzátoru DELTA PREMIUM (výrobce Olympus Innov-X Systems, Inc.) v modu GEOCHEM, doba měření 180 sekund. XRF analýza byla provedena na lehce slisovaném prášku, získaném semletím vzorků o hmotnosti cca 600 g. Zjištěné obsahy jednotlivých prvků byly korigovány na základě výsledků analýz souboru 68 rozpráškových vzorků hornin a rud (včetně Fe-rud ze šternbersko-hornobenešovského pruhu a vrbenské skupiny), které byly analyzovány za stejných podmínek XRF-analýzátorem DELTA PREMIUM a současně přesnější metodou ICP-ES/MS v Acme Analytical Laboratories Ltd (Vancouver, Kanada). Vhodnost tohoto postupu při stano-

Tab. 1: Chemismus stilpnomelanu a chloritu v železných rudách a na hydrotermálních žilách (hm. %).

Tab. 1: Chemistry of stilpnomelane and chlorite in iron ores and hydrothermal veins (wt. %).

	stilpnomelan							chlorit				
	železná ruda						žíla	železná ruda		žíla		
SiO <sub>2</sub>	44,33	46,25	46,62	43,43	43,94	45,11	44,42	45,33	24,12	24,18	23,85	24,08
TiO <sub>2</sub>	0,04	0	0,02	0	0	0	0,04	0,01	0,04	0,08	0,07	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nest.	nest.	0,01	0,04	nest.	nest.	nest.	0,04	nest.	nest.	nest.	nest.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,15	4,67	5,60	7,37	5,59	5,85	6,43	6,15	18,62	18,45	19,77	19,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0	0	0,02	0,01	0	0	0,02	0	0	0	0
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0	0	0,01	0	0,02	0,03	0	0,07	0,06	0,10
BaO	0,07	0,08	nest.	nest.	0,05	0,07	0,11	nest.	0	0,04	0	0
CaO	0,43	0,72	0,41	0,31	0,53	0,22	0,89	0,37	0,03	0,02	0	0,13
FeO	32,45	37,64	34,16	36,09	37,01	37,29	35,17	34,36	38,26	38,00	43,80	41,89
MgO	3,52	1,90	2,79	2,99	1,50	2,81	2,35	2,69	6,27	6,35	4,43	6,00
MnO	0,06	0,05	0,02	0,03	0,05	0,01	0,04	0,01	0	0,04	0,04	0,06
ZnO	0	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,06	0	0	0,02	0,06	0,02
K <sub>2</sub> O	2,05	1,56	1,68	1,93	2,14	2,24	2,78	1,97	0	0,01	0	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,02	0,07	0,05	0,04	0,04	0,07	0	0,04	0,04	0,01
F	0,02	0	0	0,01	0	0,05	0	0	0	0	0	0
Cl	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0
O=F	-0,01	0,00	0,00	-0,00	0,00	-0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	-0,00	-0,00	-0,00	-0,00	-0,00	-0,00	-0,00	0,00	-0,00	-0,00	0,00	0,00
suma	89,19	92,94	91,39	92,32	90,90	93,70	92,36	91,05	87,35	87,31	92,12	91,46
přepočten na bázi 8 atomů křemíku (stilpnomelan) a 14 atomů kyslíku (chlorit):												
Si <sup>4+</sup>	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	2,754	2,762	2,646	2,669
Ti <sup>4+</sup>	0,005	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,003	0,007	0,006	0,007
P <sup>5+</sup>	nest.	nest.	0,001	0,006	nest.	nest.	nest.	0,006	nest.	nest.	nest.	nest.
Al <sup>3+</sup>	1,308	0,952	1,133	1,600	1,199	1,223	1,365	1,279	2,506	2,484	2,585	2,490
Cr <sup>3+</sup>	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
V <sup>3+</sup>	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,004	0,000	0,006	0,005	0,009
Ba <sup>2+</sup>	0,005	0,005	nest.	nest.	0,004	0,005	0,008	nest.	0,000	0,002	0,000	0,000
Ca <sup>2+</sup>	0,083	0,133	0,075	0,061	0,103	0,042	0,172	0,070	0,004	0,002	0,000	0,015
Fe <sup>2+</sup>	4,897	5,445	4,902	5,560	5,635	5,531	5,297	5,071	3,654	3,630	4,064	3,883
Mg <sup>2+</sup>	0,947	0,490	0,714	0,821	0,407	0,743	0,631	0,708	1,067	1,081	0,733	0,991
Mn <sup>2+</sup>	0,009	0,007	0,003	0,005	0,008	0,002	0,006	0,001	0,000	0,004	0,004	0,006
Zn <sup>2+</sup>	0,000	0,003	0,005	0,003	0,001	0,003	0,008	0,000	0,000	0,002	0,005	0,002
K <sup>+</sup>	0,472	0,344	0,368	0,454	0,497	0,507	0,639	0,444	0,000	0,001	0,000	0,004
Na <sup>+</sup>	0,003	0,010	0,007	0,025	0,018	0,014	0,014	0,024	0,000	0,009	0,009	0,002
suma	15,736	15,391	15,210	16,537	15,875	16,068	16,148	15,611	9,988	9,990	10,057	10,078
F <sup>-</sup>	0,011	0,000	0,000	0,006	0,000	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl <sup>-</sup>	0,006	0,003	0,006	0,006	0,003	0,003	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000
O <sup>2-</sup>	24,152	23,689	23,591	25,103	24,218	24,403	24,509	24,031	13,998	13,998	14,000	14,000

Pozn. nest. – nestanoveno

vení některých prvků pomocí obdobného „outdoorového“ rentgenfluorescenčního analyzátoru prověřili např. Geršl – Knésl (2009). V tabulce 3 jsou uvedeny přepočtené výsledky, a to pouze u prvků vykazujících vysoký koeficient determinace mezi hodnotami zjištěnými v laboratořích Acme a analyzátozem DELTA PREMIUM (a současně s obsahy nad mezí detekce tohoto analyzátoru).

### Mineralogická charakteristika železných rud

Železné rudy z hald v prostoru jámy Jiří-Hugo mají hnědočernou, šedočernou nebo téměř černou barvu. Jejich texturu lze makroskopicky hodnotit někdy jako masivní, jindy jako páskovanou (nápadné jsou pásy nebo ploché čočky karbonátu šedobílé barvy, místy okrově zvětrávaného), některé rudní úlomky mají břidličnatou stavbu. Již

makroskopicky lze v některých vzorcích rud rozlišit černé šupinky stilpnomelanu (o velikosti zpravidla do 1 mm), provázené magnetitem. Rudami pronikají vlasové až několik cm mocné hydrotermální žíly tvořené kalcitem, méně často také křemenem, místy s hojným stilpnomelanem a chloritem.

Na základě mikroskopického hodnocení výbrusů lze všechny studované úlomky rud přiřadit k jedinému typu – stilpnomelanové rudy s variabilním obsahem magnetitu a kalcitu, které přibýváním kalcitu přecházejí do slabě zrudněných karbonátových hornin. Rudy mají páskovanou nebo šmouhovitě páskovanou texturu. Jsou v nich přítomny pásy jemně šupinkovitého stilpnomelanu (velikost šupinek je převážně pod 0,05 mm), které se střídají s hruběji šupinkovitými stilpnomelanovými pásy. Větší šupinky stilpnomelanu (zpravidla do 0,2 mm, ojediněle až 1 mm) jsou přítomny na okraji těchto pásků, při jejich přechodu do pásků karbonátových. Stilpnomelan zde tvoří růžicovité agregáty, které jsou časté i v karbonátových čočkách a také v žilkách, složených ze stilpnomelanu a kalcitu v různém kvantitativním poměru. Bez ohledu na formu výskytu stilpnomelan vykazuje výrazný pleochroismus shodného charakteru (X = zlatavě žlutá, Y = bledě žlutá, Z = tmavě hnědá až téměř černá) a neexistují podstatnější rozdíly v jeho chemismu (tab. 1).

Z = tmavě hnědá až téměř černá) a neexistují podstatnější rozdíly v jeho chemismu (tab. 1).

Ve stilpnomelanových páscích je vždy přítomen magnetit. Vyskytuje se v podobě hypautomorfních zrn oktaedrického typu o velikosti převážně do 0,1 mm, zpravidla uspořádaných do řetízků nebo nesouvislých pásků (konformních s průběhem stilpnomelanových pásků), v bohatých rudách se magnetitová zrna koncentrují do až 5 mm velkých agregátů. V BSE obrazu bylo možno v několika zrnech magnetitu rozlišit tmavší uzavřeniny nepravidelných tvarů, lišící se od magnetitu zejména podstatným obsahem chromu – výsledek jediné provedené WDX analýzy odpovídá chromitu s empirickým vzorcem  $(\text{Fe}_{0,79}^{2+} \text{Mg}_{0,18} \text{Mn}_{0,01} \text{Zn}_{0,01} \text{Cr}_{1,35} \text{Al}_{0,46} \text{Fe}^{3+}_{0,19} \text{O}_{2,00} \text{O}_{4,00})$ . V magnetitu z různých vzorků bylo osmi WDX analýzami

Tab. 2: Chemismus karbonátů v železných rudách a na hydrotermálních žilách (hm. %).  
Tab. 2: Chemistry of carbonates in iron ores and hydrothermal veins (wt. %).

	kalcit						siderit				ankerit	
	železná ruda			žila			železná ruda					
FeO	1,64	1,43	0,25	2,15	1,08	2,44	55,59	55,02	53,78	52,23	23,33	23,22
MgO	0,17	0,09	0,37	0,18	0,10	0,29	4,59	4,70	1,15	4,87	4,32	4,50
CaO	53,55	53,52	54,21	51,97	54,19	52,09	0,77	1,09	5,22	2,43	29,08	29,33
MnO	0,18	0,09	0,13	0,13	0,11	0,10	0,33	0,37	0,26	0,70	0,42	0,45
SrO	0,08	0,10	0,01	0,07	0,35	0,01	0	0,04	0	0	0,02	0,04
ZnO	0	0,06	0,04	0	0,06	0	0,03	0	0,09	0,03	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0
PbO	nest.	nest.	0,01	0,03	nest.	0	nest.	nest.	nest.	nest.	0	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0	0,01	0	0	0,01	0
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,04	0,38	0,05	0,34	0,18	0	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	nest.	nest.	0	nest.	0,05	0,04	0,02	0	nest.	nest.
K <sub>2</sub> O	0,02	0	nest.	nest.	0	nest.	0,01	0	0,03	0	nest.	nest.
Na <sub>2</sub> O	nest.	nest.	0	0	nest.	0,01	nest.	nest.	nest.	nest.	0	0,02
SO <sub>3</sub>	0,01	0,02	0	0	0,03	0	0	0	0,02	0	0,03	0,03
Cl	nest.	nest.	0	0	nest.	0	nest.	nest.	nest.	nest.	0,01	0
suma	55,67	55,35	55,07	54,60	55,96	55,02	61,75	61,32	60,91	60,44	57,22	57,74
počet kationtů na bázi R <sup>2+</sup> = 1 (kalcit, siderit) nebo R <sup>2+</sup> = 2 (ankerit):												
Fe <sup>2+</sup>	0,023	0,020	0,004	0,031	0,015	0,035	0,854	0,844	0,856	0,807	0,679	0,670
Mg <sup>2+</sup>	0,004	0,002	0,009	0,005	0,003	0,007	0,126	0,129	0,033	0,134	0,224	0,231
Ca <sup>2+</sup>	0,969	0,975	0,984	0,961	0,976	0,957	0,015	0,021	0,106	0,048	1,085	1,084
Mn <sup>2+</sup>	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,005	0,006	0,004	0,011	0,012	0,013
Sr <sup>2+</sup>	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Zn <sup>2+</sup>	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ba <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb <sup>2+</sup>	nest.	nest.	0,000	0,000	nest.	0,000	nest.	nest.	nest.	nest.	0,000	0,001

Pozn. nest. – nestanoveno

vedle dominantního Fe zjištěno (v hm. %): 0,01–0,66 TiO<sub>2</sub>, 1,03–2,49 SiO<sub>2</sub>, 0,01–0,12 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,0–0,01 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,0–0,05 V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,0–0,25 CaO, 0,02–0,11 MgO, 0,0–0,05 MnO, 0,06–0,10 CoO, 0,0–0,02 NiO a 0,0–0,07 ZnO.

Dominantní složkou karbonátových pásků je kalcit, přítomný převážně v podobě xenomorfních zrn o velikosti do 0,2 mm; v kalcitových čočkách a zejména žilkách bývá hrubozrnější, xenomorfní až hypautomorfní. Jen v bohatých Fe-rudách jsou karbonáty zastoupeny také sideritem. V jednom vzorku relativně chudé Fe-rudy byl zjištěn ankerit. Oba Fe-karbonáty se vyskytují v podobě drobných xenomorfních zrn, seskupených do malých agregátů, značně postižených limonitizací. Výsledky WDX analýz karbonátů jsou uvedeny v tabulce 2.

Tab. 3: Chemismus železných rud (hm. %).  
Tab. 3: Chemistry of iron ores (wt. %).

vzorek	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	31,83	7,13	15,60	11,56	30,33	11,56	15,25	20,07	20,94
TiO <sub>2</sub>	0,09	<0,05	<0,05	<0,05	0,20	<0,05	<0,05	0,07	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	<0,50	1,31	0,68	4,58	1,37	1,93	2,92	4,35
FeO	29,15	30,10	30,53	30,77	33,43	49,61	65,60	70,48	71,53
CaO	18,46	36,45	26,01	29,77	6,86	22,16	12,22	6,10	2,23
MnO	0,02	0,10	0,07	0,07	0,02	0,07	<0,02	<0,02	0,04
K <sub>2</sub> O	0,26	0,29	0,63	0,43	1,31	0,46	0,52	0,71	0,85
S	0,07	<0,01	0,05	0,01	0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,01
Cu	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	0,013	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003
Zn	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	0,005	<0,003	0,004	0,005	0,007

Ve většině studovaných rudních vzorků byl zjištěn chlorit (v množství max. 2–3 obj. %), jenž je přítomen ve stilpnomelanových páscích v podobě jen ojedinělých drobných šupinkovitých agregátů. Je výrazně pleochroický (jemně nažloutlý x středně zelený), v XPL má anomální šedomodré interferenční barvy. Jeho složení odpovídá chamositu (tab. 1). Podstatně hojněji se chlorit obdobného složení a také obdobných optických vlastností vyskytuje na hydrotermálních křemen-kalcitových žilkách probíhajících Fe-rudami, na nichž tvoří jemně šupinkovité monominerální agregáty tmavě zelené až černozeleňé barvy. Přítomen je zde hojně i ve formě červíkovitých inkluzí v křemeni, někdy i v kalcitu.

Akcesoricky jsou v rudách přítomny sulfidy. Nejhojnější je pyrit tvořící drobná xenomorfní až hypautomorfní zrna ve stilpnomelan-magnetitových páscích; zjištěny byly i uzavřeniny pyritu v magnetitu. Ojedinělý je chalkopyrit, nalezený ve formě xenomorfních zrn nebo nepravidelných agregátů, na okraji a podél trhlin přeměněných snad na chalkozín a opticky jednoznačně určitelný covellin. Výjimečně byl zjištěn sfalerit (identifikace ověřena EDX). Při studiu na mikrosondě byl v rudách nalezen monazit-(Ce), apatit, zirkon a ilmenit (s 0,05–0,19 hm. % ZnO a 0,20–0,21 hm. % MnO).

Některé rudní vzorky jsou slabě postiženy supergenními procesy, které se projevují hlavně limonitizací karbonátů (intezivní u sideritu a ankeritu), ale také stilpnomelanu a magnetitu i již výše zmíněnou přeměnou chalkopyritu na sekundární Cu-sulfidy. Se zvětrávacími pochody může souviset i místy pozorovatelná martitizace.

V tabulce 3 jsou uvedeny výsledky XRF analýz vzorků Fe-rud, seřazených podle rostoucího obsahu železa. V chudých rudách (vzorky 1 až 6) je průměrný obsah Fe cca 26 hm. %. Kvantitativní zastoupení stilpnomelanu a kalcitu lze odhadnout z obsahů K<sub>2</sub>O (v rudách vázaného jedině na stilpnomelan) a CaO (vázaného dominantně na kalcit). Vzorky 1 až 4 reprezentují v haldovém materiálu nejběžnější chudé stilpnomelanové rudy s poměrně vysokým obsahem kalcitu a nízkým obsahem magnetitu. V případě vzorku 5 je dominantní složkou rudy stilpnomelan. Vzorek 6 je relativně bohatý na magnetit a představuje přechod k bohatým rudám, reprezentovaným vzorky 7 až 9, v nichž byly stanoveny obsahy Fe v rozpětí 51 až 56 hm. %.

### Diskuze

1. Jediným typem železných rud nalezeným na haldách dolu Jiří-Hugo u Řídeče jsou

stilpnomelanové rudy s variabilním obsahem magnetitu a kalcitu. V publikacích Skácela (1966) a Tomšíka (1993) zaměřených na charakteristiku Fe-rud v jesenické oblasti není tento rudní typ uváděn a ani v nich nenalezneme jedinou zmínku o stilpnomelanu. Přitom je stilpnomelan jako podstatná složka některých rud uváděn z jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu již Kretschmerem (1907, 1917); jedna ze železnorudných akumulací na k. ú. Dolní Údolí v severní části vrbenské skupiny je dokonce typovou lokalitou tohoto minerálu. Obdobné stilpnomelanové rudy byly popsány i z jiných ložisek ve šternbersko-hornobenešovském pruhu i v jižní části vrbenské skupiny (např. Zimák 1999; Mücke et al. 2013).

2. Skácel (1966) na ložiskách typu Lahn-Dill v jesenické oblasti rozlišuje na základě mineralogických kritérií deset variet železných rud. Citovaným autorem je Řídeč uvedena jako jeden z příkladů ložisek, kde se vyskytují rudní variety s označením „magnetitové rudy s Fe-chlorit“, „Fe-chloritické rudy s rozptýleným magnetitem“ a „Fe-chloritické rudy s magnetitem a sideritem“. Tyto rudní variety jsou na ložiskách ve šternbersko-hornobenešovském pruhu prokazatelně přítomny, ale patrně ne na ložisku řídečském (na dole Jiří-Hugo, obdobně Robert). Pokud však v názvech tří výše uvedených variet nahradíme Fe-chlorit stilpnomelanem, pak lze pomocí těchto tří modifikovaných názvů vyjádřit složení všech rudních vzorků nalezených v haldovém materiálu u dolu Jiří-Hugo.

3. Železnorudné akumulace na důlních měřácích Jiří, Hugo a Robert svou pozicí na rozhraní vulkanické série a nadložních siliciklastických sedimentů (Kretschmer 1899, 1917) náležejí k tzv. „hraničním ložiskům“, pro něž je charakteristická přítomnost „zásaditých rud“ (viz Skácel 1966; Tomšík 1993). K nim lze přiřadit i studované stilpnomelanové rudy. Jejich železem bohaté variety (51 až 56 hm. % Fe) patří mezi nejkvalitnější železné rudy dříve těžené v jesenické oblasti (srovnej s daty Skácela 1966 a Tomšíka 1993).

#### Závěr

Jediným typem železných rud zjištěným v haldovém materiálu u dolu Jiří-Hugo u Řídeče jsou stilpnomelanové rudy s variabilním obsahem magnetitu a kalcitu, někdy s malým podílem chamositu, sideritu nebo ankeritu. Magnetitem bohaté a současně kalcitem chudé vzorky rud obsahují více než 50 hm. % Fe, a řadí se tak k nejbohatším varietám železných rud lahn-dillského typu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu a vrbenské skupině.

#### Poděkování

*Za připomínky k rukopisu článku, které umožnily odstranění některých nedostatků, autor děkuje oběma recenzentům - panu RNDr. Stanislavu Houzarovi, Ph.D. a též mineralogovi, jenž si přál zůstat nepoznán.*

#### Literatura

- Geršl, M. – Kněsl, I. (2009): Validace terénního rentgen-fluorescenčního spektrometru pro potřeby analýzy půd, říčních sedimentů a suspendované hmoty. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, XVI, 126–130.
- Kretschmer, F. (1899): Die Eisenerzlagertstätten des mährischen Devon. – Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt, 49, 1, 29–124.
- Kretschmer, F. (1907): Mineralien, Eisenerze und Kontaktgebilde auf dem Schalsteinzuge Sternberg-Bennisch. – Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 11, 1–20.
- Kretschmer, F. (1917): Die Erzführende Diabas und Schalsteinzone Sternberg-Bennisch. – Archiv für Lagerstättenforschung, 24. Heft, 1–198.
- Mücke, A. – Dolníček, Z. – Fojt, B. – Hladíková, J. – Pudilová, M. – Reif, J. – Škoda, R. (2013): The Horní Benešov ore deposit in the Devonian Šternberk-Horní Benešov Belt, Jeseníky Mts, Czech Republic. Part II: Fe-ore occurrences. – Časopis Slezského zemského muzea, Vědy přírodní, 62, 3, 215–254.
- Petránek, J. (1951): Zpráva o výzkumu genese leptochloritových a magnetocových rud u Krakovic u Šternberka. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 26, 84–87.
- Skácel, J. (1966): Železnorudná ložiska moravkoslezského devonu. – Rozpravy Československé akademie věd, Řada matematických a přírodních věd, roč. 76, sešit 11, 3–59.
- Skácel, J. et al. (1968): Oblastní surovinová studie Jeseníky. – MS. Geologický průzkum, n. p. Ostrava.
- Tauchman, J. (1955): Výzkum ložiska železných rud na jámě Robert v Řídeči. – MS, Diplomová práce. UK Praha. 68 s.
- Tomšík, J. (1993): Vulkanosedimentární ložiska Fe rud na severní Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, 71–78. Moravské muzeum Brno a PřF MU Brno.
- Zimák, J. (1999): Stilpnomelan z akumulací Fe-rud lahn-dillského typu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu a vrbenské skupině. – In: Seminář „Současné výzkumy v Slezsku“ u příležitosti životního jubilea prof. B. Fojta. Sborník abstraktů, 29–32. PřF MU Brno.

# ANIZOTROPIE MAGNETICKÉ SUSCEPTIBILITY HORNIN NA KONTAKTU METABAZITOVÉ A DIORITOVÉ ZÓNY BRNĚNSKÉHO MASIVU V OKOLÍ VELKÉ BABY U JINAČOVIC



Anisotropy of magnetic susceptibility along the contact between the Metabasite and Diorite zones of the Brno Massif in the Velká Baba area near Jinačovice

Lukáš Mareček, Rostislav Melichar

Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno;  
e-mail: marecekluk@gmail.com

(24–32 Brno)

**Key words:** Brno massif, Metabasite zone, Diorite zone, anisotropy of magnetic susceptibility, tectonics

## Abstract

An anisotropy of magnetic susceptibility and temperature dependence on magnetic susceptibility were used to reveal an evolution history along the contact of the Metabasite and Diorite zones of Brno massif north of Brno-Řečkovice. The analysis of temperature dependence of magnetic susceptibility indicated that magnetic properties of all rocks in this area are essentially controlled by magnetite with a very small contribution of pyrrhotite and hematite. These minerals were formed later than the primary magmatic minerals. Therefore we assume that magnetic fabrics in studied rocks reflect deformational processes which affected these rocks. There are three patterns in anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in studied rocks. In the first pattern detected in diorites, the magnetic foliation is striking NE–SW, dipping to the NW and there is subvertical magnetic lineation. The second planar magnetic indicates a rotational movement of microgranite rocks along the contact of the Metabasite and Diorite zones. The last pattern found in rocks of the Metabasite zone is magnetic foliation striking NNE–SSW dipping on the NWW and magnetic lineation trending to the SW with plunge of 42° and it shows normal faulting of studied area.

## Úvod

Brněnský masiv je kadomský magmatický komplex na v. okraji Českého masivu. Přehled vývoje členění brněnského masivu zpracovali Hanžl a Melichar v roce 1997. Podle jejich členění jsou dva granitoidní bloky, východní a západní, rozděleny centrálním bazickým pásmem, do něhož patří dioritová a metabazitová zóna (obr. 1). Celé centrální bazické pásmo pak Leichmann a Höck (2008) považují za ofiolitový komplex. Horniny dioritové zóny jsou převážně diority, v menším zastoupení serpentinizované ultrabazity a jsou lehce metamorfované. V metabazitové zóně jsou nejhojněji zastoupeny metabazalty s polohami metaryolitů, které jsou přeměněny ve facii zelených břidlic (Hanžl – Hrdličková 2011; Leichmann – Höck 2008). Na hranici metabazitové a dioritové zóny jsou žilná tělesa mikrogranitů s granofyrickou texturou. Tyto mikrogranity mají podobné obsahy stopových prvků jako metaryolity metabazitové zóny a mohly by tak představovat jejich subvulkanický ekvivalent (Hanžl – Hrdličková 2011). Granitoidní bloky mají stáří 580–600 Ma (van Breemen et al. 1982; Dallmeyer et al. 1994). Metaryolity z metabazitové zóny datoval Finger et al. (2000) na 725 Ma. Metabazitová zóna je tedy jednoznačně starší než oba granitoidní bloky. Hanžl (1997) popsal levostranné horizontální posuny v brněnském masivu s. od studované oblasti. Roupec (1992) popsal raně variské přesmyky metabazitové zóny přes devonské sedimenty na lokalitě Babí lom. Magnetickými vlastnostmi brněnského masivu se v minulosti zabýval především Hrouda (1971), Hrouda – Rejl (1973, 1974).

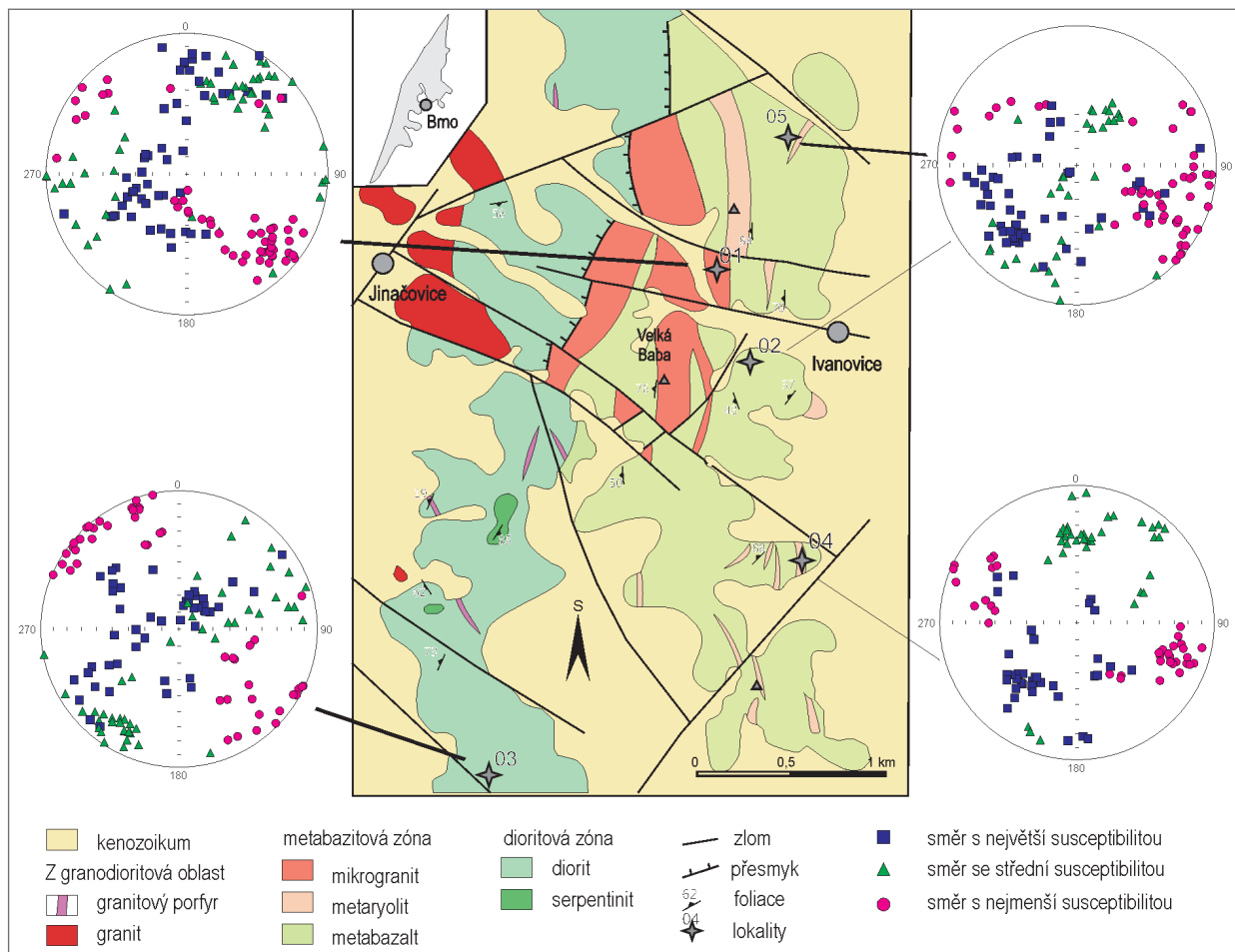
## Metodika

Pro zjištění stavby v horninách metabazitové a dioritové zóny byla zvolena metoda anizotropie magnetické susceptibilitity (AMS). Tato hojně užívaná petrofyzikální metoda je založena na skutečnosti, že magnetická susceptibilita hornin má ve většině případů i svoji směrovou závislost vázanou na tvar zrn nebo na krystalovou strukturu nosiče magnetizace. Tyto magnetické minerály, stejně jako ostatní minerály, reagují na horninotvorné i deformační procesy a mohou tak poskytnout informace o vnitřní stavbě horniny (Tarling – Hrouda 1993). Celkově bylo změřeno 198 vzorků z celkem čtyř různých hornin z pěti lokalit (obr. 1, 2). Orientované vzorky byly odebrány přímo z výchozů terénní vrtačkou. Měření AMS bylo provedeno v laboratořích firmy Agico, s. r. o. na přístroji MFK1-FA. Studium magnetických vlastností hornin bylo doplněno o zjištění nosičů magnetické susceptibilitity u 7 vzorků. Měření těchto vzorků proběhla rovněž na přístroji MFK1-FA, avšak doplněném o nemagnetickou pec CS4 od téže firmy. Závislost magnetické susceptibilitity na teplotě byla měřena v intervalu 20–700 °C.

Výsledkem analýzy AMS je zjištění tří vektorů, jež definují tzv. elipsoid magnetické susceptibilitity. Vektor K1 ukazuje směr s nejvyšší susceptibilitou, označovaný také jako magnetická lineace. Vektor K2 ukazuje směr s prostřední susceptibilitou a K3 směr s nejnižší susceptibilitou, který je normálou k magnetické foliaci. Na základě velikosti těchto zjištěných vektorů lze vypočítat stupeň anizotropie  $P$  podle vzorce

$$P = K_1/K_3$$

Tento parametr ukazuje poměr mezi nejdelsí a nejkratší poloosou elipsoidu magnetické susceptibilitity.



Obr. 1: Schematická mapa oblasti s AMS diagramy. AMS diagramy jsou v Lambertově projekci. Podklad podle Hanzla a Hrdličkové (2011), upraveno.

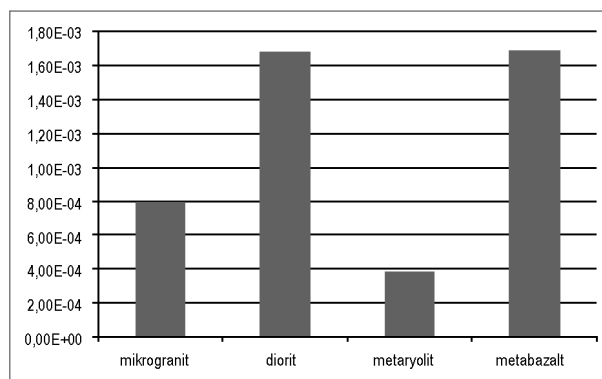
Fig. 1: Schematic map with AMS diagrams. AMS diagrams are in Lambert projection. A schematic map by Hanzl and Hrdličková (2011) was used and modified.

**Výsledky**

Zjištěná magnetická susceptibilita dioritů je v rozmezí  $4,49 \times 10^{-4}$  až  $4,57 \times 10^{-3}$  SI (obr. 2) s průměrnou susceptibilitou  $1,68 \times 10^{-3}$  SI. Stupeň anizotropie *P* má průměrnou hodnotu 1,06; ojediněle dosahuje až 1,25 u jednotlivých vzorků. Naměřené magnetické foliace dioritů z lokality 03 jsou přednostně orientovány ve směru SV–JZ s převážně velmi strmým úklonem k SZ i k JV. Magnetické lineace vytváří nesouvislý pás ve směru SV–JZ s lokálním maximem s orientací 45/85 (obr. 2).

AMS metabazaltů byla měřena na dvou lokalitách (02 a 05). Na základě zjištěných magnetických vlastností byly vyčleněny dva typy metabazaltů. První typ (47 vzorků) má magnetickou susceptibilitu v intervalu  $1,41 \times 10^{-4}$  až  $1,18 \times 10^{-3}$  SI s průměrnou susceptibilitou  $1,69 \times 10^{-3}$  SI, stupeň anizotropie *P* dosahuje 1,03 a nachází se na lokalitě 02 i 05. Druhý typ (10 vzorků) je pouze na lokalitě 02 (lom Ivanovice) a byl vyčleněn na základě výrazně vyšší magnetické susceptibilitu dosahující průměrné susceptibilitu  $8,46 \times 10^{-2}$  SI. Tyto vzorky obsahují protáhlé křemenné mandle o rozměru zhruba 1 mm. Stupeň anizotropie *P* u těchto vzorků dosahuje až 1,38.

V obou typech metabazaltů lze rozpoznat stejné magnetické foliace s orientací SSV–JJZ se strmým úklo-



Obr. 2: Diagram s průměrnou susceptibilitou jednotlivých horninových typů. Na vertikální ose je velikost magnetické susceptibilitu. V diagramu nejsou zahrnuty anomální metabazalty „druhého typu“ pro zachování názornosti diagramu.

Fig. 2: Average magnetic susceptibility diagram of studied rock types. Magnetic susceptibility is on vertical axis. The anomal metabasalt is not included in order to preserve clarity of the illustration.

nem k ZSZ. Magnetické lineace je rozptýlena v pásu se směrem SSV–JJZ s jedním maximem s přibližnou orientací 205/40.

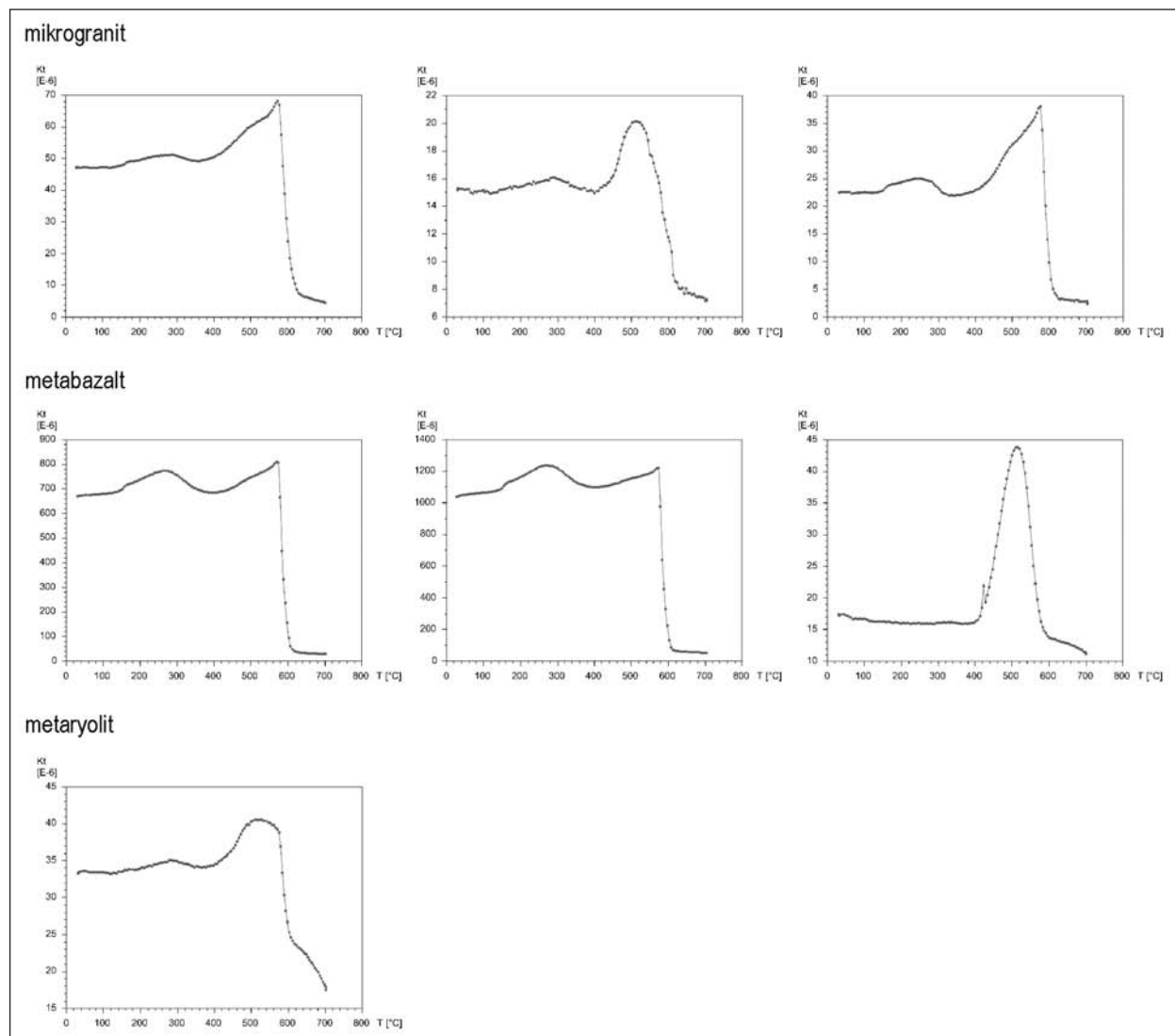


Při studiu metaryolitů byla zjištěna magnetická susceptibilita v rozmezí  $1,26 \times 10^{-4}$  až  $8,63 \times 10^{-4}$  SI s průměrnou susceptibilitou  $3,81 \times 10^{-4}$  SI. Stupeň anizotropie  $P$  je mezi 1,08 a 1,23. Metaryolity byly studovány na dvou lokalitách (04 a 05). Na obou byla zjištěna orientace magnetické foliace ve směru SSV–JJZ strmě se uklánějící k ZSZ. Magnetické lineace na těchto lokalitách mají maximum v orientaci 205/40. Na lokalitě 05 se orientace magnetických staveb metaryolitů zcela shoduje s orientací zdejších metabazaltů.

Vzorky mikrogranitů byly odebrány na třech výchozech vzdálených od sebe asi 100 metrů (lokalita 01). Tyto výchozy jsou zjevně situovány velmi blízko tektonické hranice s metabazalty. Magnetická susceptibilita je v rozmezí  $9,99 \times 10^{-5}$  až  $4,42 \times 10^{-3}$  SI s průměrnou susceptibilitou  $7,91 \times 10^{-4}$  SI. Stupeň anizotropie  $P$  dosahuje průměrné hodnoty 1,044. V těchto horninách lze rozeznat postupnou změnu orientace ploch magnetické foliace od směru V–Z se subhorizontálním úklonem

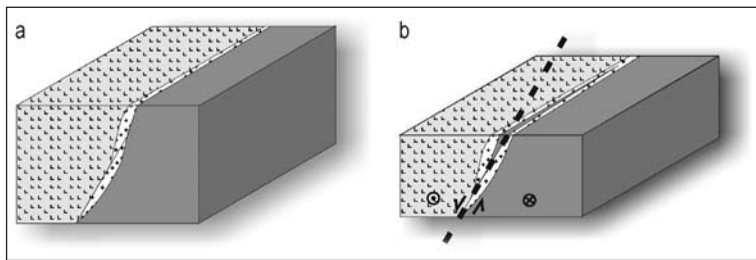
k S až k orientaci SV–JZ s úklonem k SZ. V orientaci magnetické lineace je podobný trend od orientace 11/20 k orientaci 236/57.

K určení nosiče magnetické susceptibility byly proměřeny tři vzorky mikrogranitu, tři vzorky metabazaltu a jeden vzorek metaryolitu (viz obr. 3). Podle zjištěných Curieových teplot, tedy teplot, kdy minerál přestává být feromagnetický a stává se paramagnetickým, je zřejmé, že nosičem magnetické susceptibility v téměř všech měřených vzorcích je minerál s Curieovou teplotou 575–585 °C. Nejbližší tomuto intervalu je Curieova teplota magnetitu s hodnotou 575 °C. Při překročení teploty 575 °C však zřejmě nedošlo k úplné přeměně feromagnetických minerálů v testovaných vzorcích, což může být způsobeno přítomností velmi malého množství jiného minerálu s vyšší Curieovou teplotou, např. hematitu nebo teplotně stálého maghemitu, který má Curieovu teplotu v rozmezí 575 až 680 °C. Přítomnost hematitu nebo oxidovaného magnetitu vzniklého částečnou martitizací magnetitu



Obr. 3: Grafy závislosti magnetické susceptibility na teplotě. Na vertikální ose je velikost magnetické susceptibility a na horizontální ose je teplota.

Fig. 3: Temperature dependence of magnetic susceptibility graphs. Magnetic susceptibility is on vertical axis and temperature is on horizontal axis.



Obr. 4: Blokdiagramy znázorňující stav: a – před deformací; b – po deformaci.  
 Fig. 4: Blockdiagrams showing the state: a – before deformation; b – after deformation.

v horninách brněnského masivu popsali Hrouda a Rejl (1973) jako výsledek metasomatických procesů. Určitá přítomnost hematitu ve vzorcích by vysvětlovala neúplnou přeměnu vzorků při teplotě 575–585 °C. U všech hornin bylo na zahřívací křivce pozorováno jedno maximum kolem teploty 300 °C náležící zřejmě nízkoteplotnímu maghemitu měnícímu se na hematit. U metabazaltů s křemennými mandlemi byl obsah tohoto minerálu znatelně vyšší, avšak vzhledem k celkové susceptibilitě vzorků stále téměř zanedbatelný.

#### Diskuze

Rozpětí magnetické susceptibility je ve všech studovaných horninách s výjimkou „více susceptibilního metabazaltu“ zhruba ve stejném rozmezí v řádech  $10^{-4}$  až  $10^{-3}$  SI. Avšak průměrná susceptibilita je největší u bazických hornin metabazaltů a dioritů. Nejmenší průměrná magnetická susceptibilita je u metaryolitu. Hlavním nosičem magnetické susceptibility v metabazaltech, metaryolitu a mikrogranitu je zřejmě magnetit. Z faktu, že magnetická susceptibilita dioritů je podobně vysoká jako u metabazaltů, se dá soudit, že i v dioritu bude nosičem magnetické susceptibility magnetit. Hrouda a Rejl (1973) vysvětlili vznik magnetitu v brněnském masivu jako výsledek metasomatických procesů. Magnetit v horninách vznikal velmi pravděpodobně ve stejné době – během metamorfických procesů spojených s deformací brněnského masivu. Magnetické vlastnosti hornin ve studované oblasti tak zřejmě odráží tyto deformační procesy.

Z hlediska reologických vlastností jsou horniny různě deformovatelné, přičemž horniny metabazitové zóny mají znaky největší deformace. Tuto úvahu lze aplikovat na zjištěné stavby AMS. Stavby metaryolitů a metabazaltů z metabazitové zóny tedy zřejmě ukazují stavby mladší, přebíjející ostatní stavby. Zřejmě mladší magnetická foliace má tedy směr SSV–JJZ s úklonem

k ZSZ a maximum magnetické lineace má přibližnou orientaci 205/40 (obr. 1). Magnetické stavby v mikrogranitech mají v sobě zachován pás staveb, který lze interpretovat jako přechod od „stavby metabazitů“ ke „stavbě dioritů“. Konkrétně tedy plochy jejich magnetické foliace jsou natočené od přibližné orientace 315/70 po 1/15 a magnetické lineace od orientace 250/50 po 2/15. Magnetické foliace v metabazitech by tedy mohly ukazovat plochy, podél kterých docházelo k levostranným

horizontálním posunům brněnského masivu popsaných Hanzlem (1997) a při nichž zřejmě došlo k rotačnímu pohybu tělesa mikrogranitů. Následkem těchto procesů byly mikrogranity, tvořící původně jeden souvislý pruh, přemístěny šikmo ke směru pohybu dvou granitoidních oblastí brněnského masivu a duplikovány. Pokud byly horizontální posuny levostranné, pak magnetické lineace metabazaltů a metaryolitů ukazují, že tyto horizontální posuny měly zřejmě poklesový charakter. Poklesovou tektoniku, avšak z oblasti Kraví Hory v Brně, popsali Železný a Melichar (2002). Zdá se tak, že poklesové střížné deformace mohou mít vliv na stavbu brněnského masivu.

#### Závěr

Na základě studia magnetických vlastností hornin v oblasti Velké Baby u Jinačovic bylo zjištěno, že hlavním nosičem magnetické susceptibility u všech hornin je magnetit deformovaný zřejmě během jedné z deformačních fází, které postihly brněnský masiv. Při srovnání reologických a magnetických vlastností byly v těchto horninách rozpoznány orientace AMS odrážející dva deformační děje (obr. 4). První v magnetické foliaci všech hornin poukazující na levostranné horizontální posuny, druhá v magnetické lineaci metabazaltů a metaryolitů poukazující na poklesovou deformaci. Během horizontálních posunů zřejmě došlo k zešupinatění stavby metabazitové zóny v oblasti Velké Baby u Jinačovic. Tímto způsobem byl původně souvislý pruh mikrogranitů rozrušen a reorientován kose na smysl pohybu, což vysvětluje opakování pruhů mikrogranitů v metabazitové zóně.

#### Poděkování

Děkujeme firmě Agico, s. r. o., na jejichž přístrojích proběhly všechny analýzy měřených vzorků. Recenzentům děkujeme za poznámky a připomínky, které vedly ke kvalitnějšímu článku.

**Literatura**

- Breemen, O. van – Aftalion, M. – Bowes, D. R., Dudek, A. – Mísař, Z. – Povondra, P. – Vrána, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 73, 89–108.
- Dallmeyer, D. R. – Fritz, H. – Neubauer, F. – Urban, M. (1994): Ar/Ar mineral age controls on the tectonic evolution of the south-eastern Bohemian Massif. – *Pre-Alpine crust in Austria, Excursion Guide*, 14–22.
- Finger, F. – Tichomirowa, M. – Pin, C. – Hanžl, P. (2000): Relics of an early-Panafrican metabasite-metarhyolite formation in the Brno Massif, Moravia, Czech Republic. – *International Journal of Earth Sciences*, 89, 328–335.
- Hanžl, P. (1997): Structural profile through the Brno Massif. – *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, IV: 1, 29–38.
- Hanžl, P. – Melichar, R. (1997): The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane? – *Krystalinikum*, 23, 33–58.
- Hanžl, P. – Hrdličková, K. (2011): Výskyt mikrogranitu s granofyrickou strukturou na hranici dioritové a metabazitové zóny brněnského masivu východně od Jinačovic. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 2011/2, 128–133.
- Hrouda, F. (1971): The magnetic fabric of some massive and mylonitized granodiorites of the most northern part of the Brno massif. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 16, 37–45.
- Hrouda, F. – Rejl, L. (1973): Studium tektoniky v brněnském masivu na základě magnetických výzkumů. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 48, 1, 1–8.
- Hrouda, F. – Rejl, L. (1974): Geologická interpretace aeromagnetického mapování severní části brněnského masivu. – In: Štelcl, J. et al. (ed.): *Výsledky geologického a petrologického výzkumu brněnského masivu za léta 1971–73*. MS Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Kalvoda, J. – Bábek, O. – Fatka, O. – Leichmann, J. – Melichar, R. – Nehyba, S. – Špaček, P. (2008): Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: A review. – *International Journal of Earth Sciences*, 97, 3, 497–518.
- Leichmann, J. – Höck, V. (2008): The Brno Batholith: An insight into the magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian unit, eastern margin of the Bohemian Massif. – *Journal of Geosciences*, 53, 281–305.
- Roupec, P. (1992): Tektonika brněnského masivu v severním okolí Brna. – MS. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Štelcl, J. – Weiss, J. (1986): Brněnský masív. – Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno, 1–255.
- Tarling, D. H. – Hrouda, F. (1993): *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. – Chapman and Hall, London.
- Železný, Z. – Melichar, R. (2002): Kontakt metabazitové zóny a granitoidů brněnského masivu v Grohově ulici v Brně. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 2002/1, 85–86.

# VÝVOJ PŮD NA OPUŠTĚNÝCH HALDÁCH PO TĚŽBĚ POLYMETALICKÝCH RUD NA HAVLÍČSKOBRODSKU

Minesoils' evolution on abandoned slag heaps of polymetallic ores in Havlíčkův Brod region



Alexandra Brádlová<sup>1</sup>, Martin Ivanov<sup>1</sup>, David Buriánek<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 397212@mail.muni.cz

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(23-22 Žďár nad Sázavou)

**Key words:** Moldanubian, Havlíčkův Brod mining district, minesoils evolution, slag, polymetallic ores

## Abstract

Old slags situated in the areas of former exploitation of polymetallic ore mineralization are places where initial steps of soil evolution in specific conditions can be investigated. Two soil profiles of different age have been studied in the Utín (2<sup>nd</sup> half of 13<sup>th</sup> century to 1<sup>st</sup> half of the 14<sup>th</sup> century) and Dlouhá Ves (60's of 20<sup>th</sup> century) localities. Soil samples of fine fraction were studied including vertical distribution of selected elements (Fe, Pb, As, Ag, Cu; AAS) in context to other soil parameters including loss on ignition (LOI), sequential extraction analysis (SEA), soil exchangeable acidity (pH/KCl), mass specific ( $\chi$ ) and frequency dependent ( $\chi_{FD}$ ) magnetic susceptibility. There were higher concentration of Pb (up to 4,700 ppm), Cu and Ag (both up to 100 ppm) in the Utín soils observed mostly in upper part of the soil profile. Arsenic contamination occurs in entire soil profile with average concentration about 3,000 ppm. In the Dlouhá Ves soils, the higher concentrations of Ag, Cu (about 500 ppm) and As (near 13,000 ppm; 70 cm) occur rather in bottom horizons of soil profile. Noticeable positive correlations of LOI vs. Pb ( $r = 0.96$ ), Cu ( $r = 0.90$ ), Fe ( $r = 0.87$ ), Ag ( $r = 0.94$ ) together with SEA values from Utín soils indicate that studied elements have in fraction bound to organic matter and sulphides have a tendency to be bound rather to organic compounds. This is the main difference between the two localities because the studied elements in Dlouhá Ves soils have in the same fraction tendency to be bound just to sulphides. In addition to presupposed higher pedogenesis degree in distinctly older Utín soils, the difference between two soil profiles is acidobasic conditions in Dlouhá Ves soil profile, in which the pH/KCl is very low. Decomposition of organic matter is also slower in this environment. The lower degree of pedogenesis in Dlouhá Ves is also supported by in average lower values of frequency dependent magnetic susceptibility ( $\chi_{FD} = 1-5\%$ ).

## Úvod

Staré haldy dokládající někdejší těžbu rud v rámci polymetalického zrudnění představují prostředí, ve kterém můžeme ve specifických podmínkách studovat raná stadia vývoje půd. Vývoj půd je na těchto místech oproti půdám vznikajícím na přirozeném substrátu urychlen antropogenním rozrušením matečné horniny (Sencindiver – Ammons 1997), přičemž specifický chemismus půdotvorného substrátu může výrazně ovlivnit vývoj celého profilu (Bussinow et al. 2012; Karczewska et al. 2006). Tato studie si klade za cíl podrobněji popsat, jaké faktory ovliv-

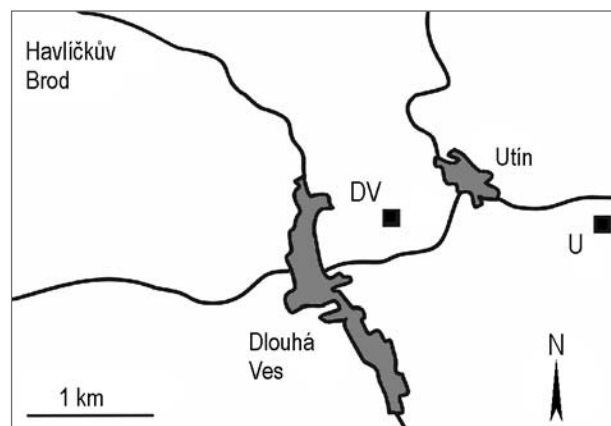
ňují pedogenetický proces na dnes již opuštěných haldách po těžbě polymetalických rud na Havlíčkobrodsku. Zvoleny byly dvě haldy různého stáří (obr. 1), a to na lokalitách Utín (2. polovina 13. stol. až 1. pol. 14. stol.; Stránský et al. 2002) a Dlouhá Ves (60. léta 20. stol.; Dobeš – Malý 2001; Kocourková et al. 2008).

## Geologická a pedologická charakteristika oblasti

Studované lokality leží v havlíčkobrodském rudním revíru, jenž je situován v moldanubiku. Tato geologická jednotka je budována hlavně středně a vysoce metamorfovanými horninami (především migmatity), které jsou pronikány řadou typů plutonických hornin, mezi nimiž dominují granity (Mísař et al. 1983).

Na geologické stavbě havlíčkobrodského rudního revíru se podílejí pararuly (biotit-granátické, biotitické nebo sillimanit-biotitické) a často i menší tělesa s.-j. orientovaných amfibolitů, vyskytující se především na východ od Stříbrných hor. Lokálně je vyvinuta silná migmatitizace, která postihuje hlavně ruly (Dobeš – Malý 2001; Beneš et al. 1996). Mezi obcemi Utín a Dlouhá Ves je situováno těleso serpentinitu. Na východ od Stříbrných hor byly popsány výskyty slepenců. Sedimentární pokryv je v malé míře tvořen také eluvii, svahovými hlínami a říčními terasami (Juráček 2010).

Hydrotermální polymetalické zrudnění na obou studovaných lokalitách bylo ovlivněno disjunktivní tektonikou tří směrů. Jedná se o systémy zlomů ve směru SSZ–JJV až SSV–JJZ (přibyslavsko-dačické mylonitové



Obr. 1: Topografická pozice studovaných profilů na Havlíčkobrodsku (U – Utín, DV – Dlouhá Ves).

Fig. 1: Topographical position of studied soil profiles in Havlíčkův Brod region (U – Utín, DV – Dlouhá Ves).

pásmo); směru SZ–JV (sázavský zlom) a Z–V směru křídelského zlomu (Králík et al. 1985). V celém havlíčkobrodském rudním revíru dominuje kyzová polymetalická asociace s výskyty sfaleritu, méně galenitu a karbonátů (Bernard 2000).

V zájmové oblasti jsou rozsáhlé výskyty různých subtypů kambizemí (kambizem mesobazická až oglejená), v menší míře jsou vyvinuty pseudogleje a gleje. Lokálně lze popsat i výskyty železitých subtypů podzolů. Studované lokality jsou situovány zhruba na pomezí výskytu podzolů a kambizemí (Čech 2002; ČGS 2012). Výskyty kambizemí lze vysvětlit pestrým geologickým podložím, jež je tvořeno rulami, granity a bazalty až po pískovce, břidlice či šterky. Podzoly vznikají výhradně na rulách, svorech apod. (Němeček 2001).

### Doklady těžby polymetalických rud na lokalitách Utín a Dlouhá Ves

Utín: Lokalita Utín-Poperk je situována asi 1 km jv. od obce Utín, v různě migmatizovaných biotitických až sillimanit-biotitických pararulách, poblíž leží menší amfibolitová tělesa (Beneš et al. 1996). V materiálu po středověké těžbě jsou rudní minerály nacházeny jen v malém množství, k nejčastějším patří galenit, pyrit, pyrotin, sfalerit, chalkopyrit (Stránský et al. 2002; Vávra et al. 2008). V haldách jsou známy hydrotermální přeměny hornin spojené s rozkladem živců a biotitu, pyritizací, limonitizací, aj. (Vávra et al. 2008).

Dlouhá Ves: Halda u Dlouhé Vsi je asi 200 m s. od křižovatky mezi Utínem a Dlouhou Vsí. Je situována poblíž utínského serpentinitového tělesa a leží v biotitických až sillimanit-biotitických pararulách až migmatitech (Hak – Novák 1973). Byly zde popsány především minerály arzenopyrit, pyrotin, sfalerit, pyrit, galenit, chalkopyrit a křemen (Hak – Novák 1973; Dobeš – Malý 2001). Ze všech ložisek v havlíčkobrodském rudním revíru se na ložisku Dlouhá Ves vyskytuje nejvíce supergenních minerálů. Během zvětrávacích procesů došlo k přeměně sulfidů, například na kaňkit, jarosit, malachit, farmakosiderit, nebo limonitické oxidy a hydroxidy (Pauliš et al. 2011; Kocourková et al. 2008).

### Metodika

Na lokalitách Utín (49°35'1.7874"N, 15°42'7.2354"E) a Dlouhá Ves (49°35'5.2434"N, 15°40'38.496"E) byly vykopány a zdokumentovány půdní sondy přibližně 100 cm hluboké a 50 cm široké. Z obou sond byly s krokem 10 cm ve vertikálním směru až do hloubky 70 cm odebrány vzorky půd k následným analýzám (obr. 2). Z odebraných vzorků vysušených při pokojové teplotě do konstantní hmotnosti byla pomocí síta o průměru ok 2 mm vyseparována jemnozeme, jež byla zbavena organického detritu.

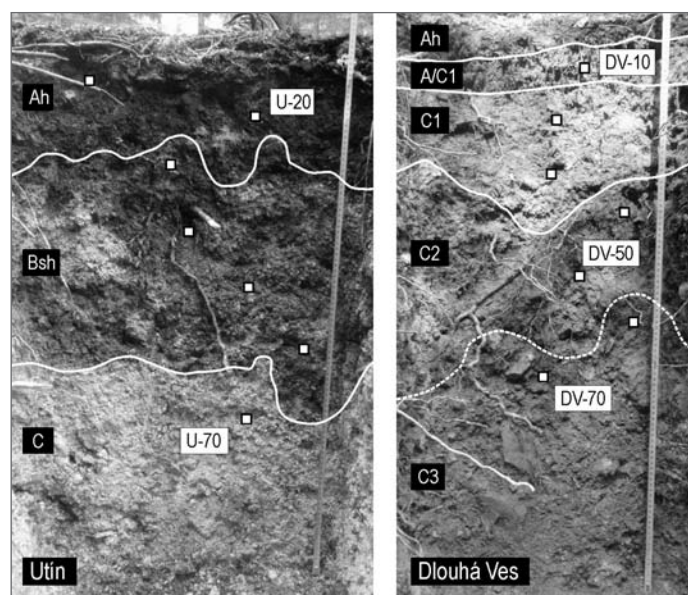
Na vzorcích jemnozeme o váze přibližně 20 g byla měřena hmotnostně specifická magnetická susceptibilita  $\chi$  [ $\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ] a frekvenčně závislá susceptibilita  $\chi_{\text{FD}}$  (Dearing 1994; Dearing et al.

1996) přičemž  $\chi_{\text{FD}} [\%] = 100 \times (\chi_{\text{LF}} - \chi_{\text{HF}})$ , kde  $(\chi_{\text{LF}} - \chi_{\text{HF}})$  je rozdíl hodnot naměřených při nízké ( $\chi_{\text{LF}}$ ) a vysoké ( $\chi_{\text{HF}}$ ) frekvenci. Magnetická susceptibilita byla na přístroji MFK1-FA (AGICO, a. s.) měřena na frekvencích 976 Hz, 3 904 Hz a 15 616 Hz. Barva vysušených vzorků byla určena pomocí Munsellovy barevné škály (Munsell Color System). Pedochemické analýzy u všech vzorků zahrnovaly ztrátu žháním (LOI, loss on ignition) při 550 °C a 1 000 °C, stanovení pH/KCl (ČSN ISO 10390) a prvkovou analýzu (Fe, Pb, As, Ag, Cu) ze vzorků rozpuštěných ve směsi HF+HClO<sub>4</sub>, použitím AAS (Solaar M5 od společnosti TJA Solutions). Sekvenční extrakční analýza (SEA) byla na obou půdních profilech provedena pouze u vzorků z hloubek 20, 50 a 70 cm (Utín: U-20, U-50, U-70; Dlouhá Ves: DV-10, DV-50, DV-70). SEA vychází z postupu uvedeného Tessierem et al. (1979): 1) vyměnitelná frakce se extrahovala v roztoku 1 mol MgCl<sub>2</sub>; 2) frakce vázaná na karbonáty se loužila pomocí 1 mol l<sup>-1</sup> CH<sub>3</sub>COONa; 3) frakce vázaná na oxidy a hydroxidy Fe a Mn se získala loužením v roztoku NH<sub>2</sub>OH. HCl v 25% CH<sub>3</sub>COOH; 4) frakce vázaná na organiku se sulfidy byla získána loužením v HNO<sub>3</sub> a H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> při T = 85 °C, a poté loužením v C<sub>2</sub>H<sub>3</sub>O<sub>2</sub>NH<sub>4</sub> ve 20% HNO<sub>3</sub>.

### Výsledky

#### Popis půdních profilů

Oba studované půdní profily jsou vyvinuty z matečného substrátu tvořeného biotitickými až sillimanit-biotitickými pararulami až migmatity. V nejbližším okolí studovaných hald byla zjištěna převaha mesobazických typů kambizemí, místy oglejených, na lokalitě Dlouhá Ves byla na s. okraji haldy v intaktních horninách ověřena přítomnost železitých subtypů podzolů. Půdní profil na lokalitě Utín je výrazně diferencovaný s ostře ohraničenými půdními horizonty. Půdní profil O-Ah-Bvs-C odpovídá subtypu kambizemě dystrické s náznakem

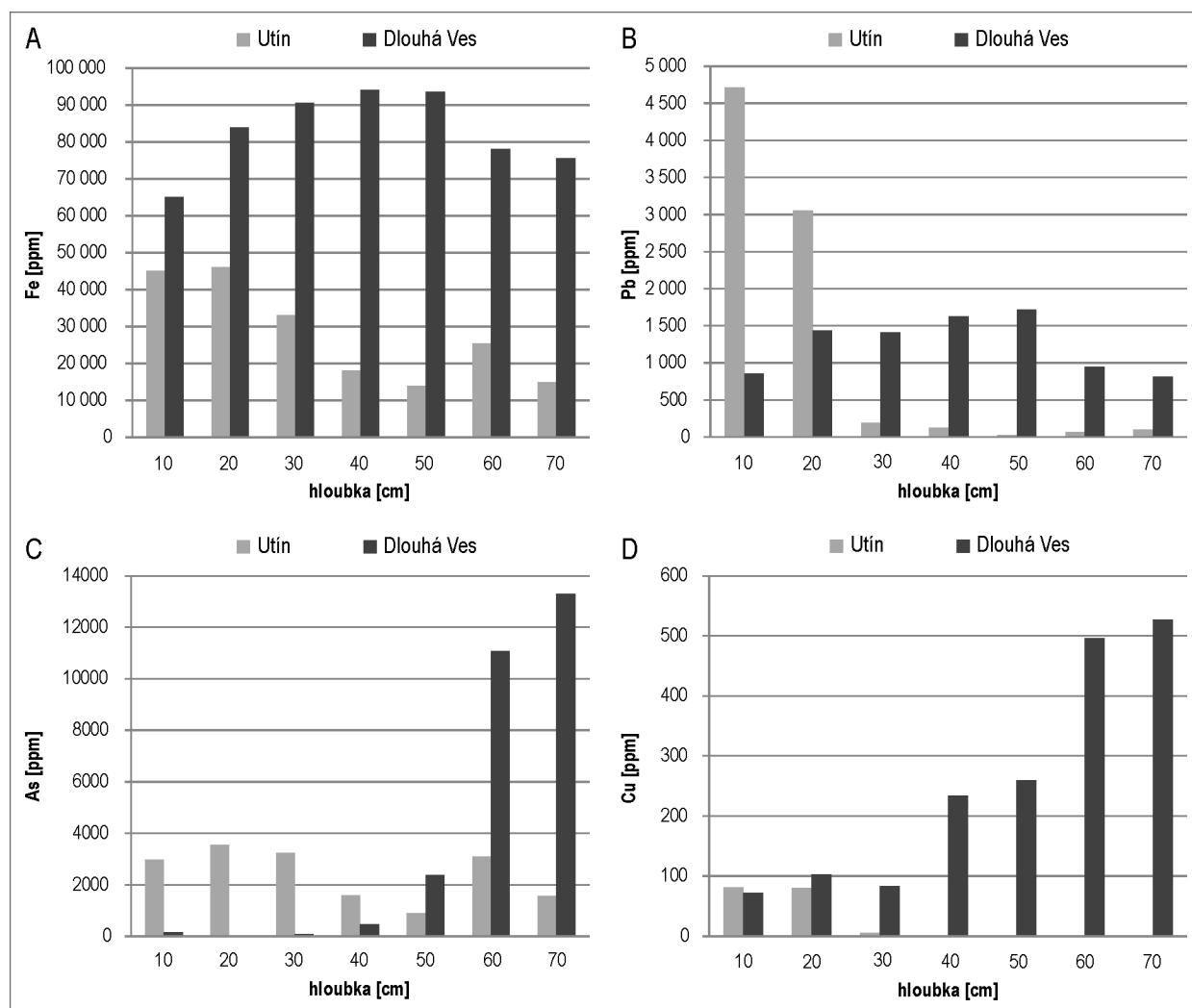


Obr. 2: Půdní profily na lokalitách Utín a Dlouhá Ves s místy odběru půdních vzorků.

Fig. 2: Soil profiles at Utín and Dlouhá Ves sites with positions of soil samples.

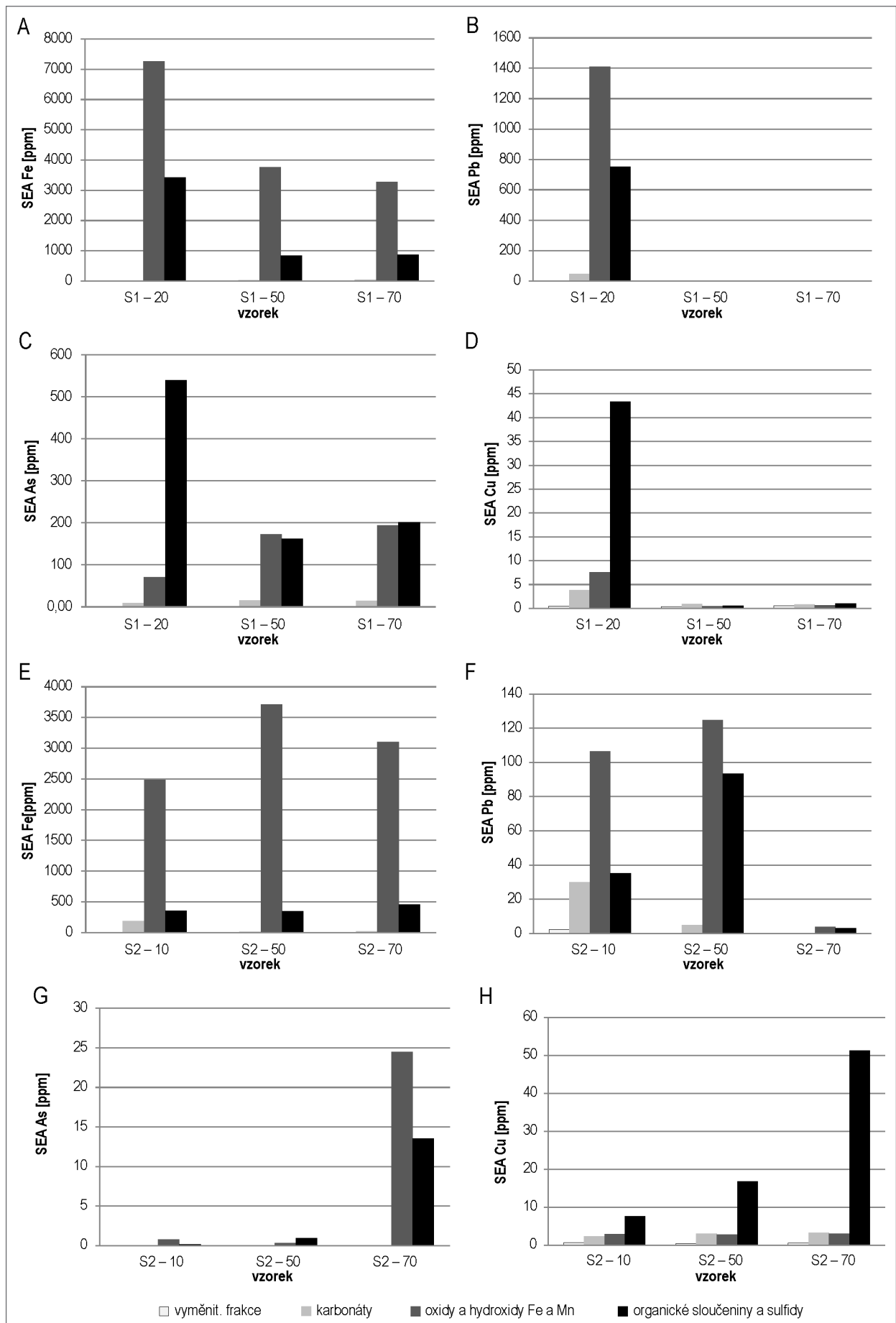
Tab. 1: Popis půdních profilů na lokalitách Utín a Dlouhá Ves.  
 Tab. 1: Description of soil profiles at Utín and Dlouhá Ves sites.

Utín-Poperek (U)	Dlouhá Ves (DV)
<b>Ah:</b> 0–20 cm, tmavě hnědý hlinitý písek až písčité hlína (Munsell Color System 10YR 3/3), struktura středně drobtová, bez větších zbytků vegetace, příměs skeletu do 10 % (ploché ostrohranné úlomky šterkové frakce do 4 cm, rozpadlé biotitické ruly), na bázi ostrý přechod do horizontu Bvs.	<b>Ah:</b> 0–4 cm, velmi tmavě šedý hlinitý písek (Munsell Color System 10YR 3/1), bez struktury, výrazný podíl částečně dekomponovaných zbytků jehličí, listů a kůry stromů, bez skeletovitosti (bez úlomků hornin), dobře patrný přechod do horizontu A/C1.
<b>Bvs:</b> 20–60 cm, hnědá písčité hlína (Munsell Color System 10YR 5/3), struktura náznakem drobně polyedrická, bez vegetace, slabá skeletovitost do 20 % (převážně zaoblené, ale se značným podílem ostrohrannějších úlomků navětralých rul, od jemně zrnitého šterku až do 5 cm), na bázi dobře viditelný zvlněný přechod do horizontu C.	<b>A/C1:</b> 4–10 cm, šedohnědý hlinitý písek (Munsell Color System 10YR 5/2), bez struktury, menší podíl částečně dekomponovaných organických zbytků, bez skeletovitosti, ostrý přechod do horizontu C1.
<b>C:</b> 60–100 cm, světle šedá písčité hlína (Munsell Color System 5Y 7/2), struktura náznakem drobně polyedrická, bez vegetace, střední skeletovitost (30 % skeletu, převaha zaobleného jemnozrného šterku silně zvětralých rul, výskyt i středně zrnitého až velmi hrubě zrnitého o průměru 1,5–6,0 cm).	<b>C1:</b> 10–30 cm, žlutohnědý hlinitý písek (Munsell Color System 10YR 5/6), jemně polyedrická (hrudovitá) struktura, střední skeletovitost (35 % ostrohranných úlomků navětralých rul o velikostech 0,5–2 cm), viditelné kořínky rostlin, na bázi ostrý přechod do horizontu C2 s vyšším podílem půdního skeletu.
	<b>C2/C3:</b> 30–70 cm, žlutohnědá písčité hlína až hlinitý písek (Munsell Color System 10YR 5/6), struktura středně hrudovitá, střední až silná skeletovitost (50 % skeletu, převážně ostrohranné úlomky navětralých rul od velikosti 2–5 mm, směrem k bázi úlomky až do 10 cm), ve vrchní části ještě viditelné kořínky rostlin.



Obr. 3: Koncentrace Fe, Pb, As a Cu v půdních profilech na lokalitách Utín a Dlouhá Ves.

Fig. 3: Concentrations of Fe, Pb, As and Cu within soil profiles at Utín and Dlouhá Ves sites.



Obr. 4: Výsledky SEA z půdních vzorků z lokalit Utín (A–D) a Dlouhá Ves (E–G).  
 Fig. 4: Results of SEA from soil samples at Utín (A–D) and Dlouhá Ves (E–G) sites.

slabého podzolizačního procesu. Na lokalitě Dlouhá Ves půdní profil odpovídá iniciálnímu vývoji půdy s velmi krátkým časovým vývojem, čemuž odpovídá i absence vyvinutého B-horizontu: O-Ah-A/C1-C1-C2/C3. Detailní popis půdních profilů z lokalit Utín a Dlouhá Ves (obr. 2) je uveden v tabulce 1.

**Prvková analýza**

Koncentrace Fe ve vzorcích z lokality Utín dosahují v prvních 20 cm přibližně 45 000 ppm (obr. 3A; tab. 2). Se zvyšující se hloubkou koncentrace systematicky klesá k hodnotám kolem 15 000 ppm (s drobnými výkyvy např. v hloubce 60 cm). Podobný trend vykazuje i Pb (obr. 2B). Koncentruje se hlavně při povrchu (3 000–4 700 ppm), směrem k bázi profilu jeho koncentrace prudce klesá. U As byly nejvyšší koncentrace (cca 3 000 ppm) zjištěny v hloubkách 10–30 cm a 60 cm (obr. 3C). V porovnání s Fe jsou koncentrace Pb a As v sondě na lokalitě Utín nižší (obr. 3B, C). Koncentrace Cu a Ag (tab. 2) nepřesáhly 85 ppm, přičemž vyšší koncentrace obou prvků byly při povrchu sondy (obr. 3D). Koncentrace mědi ve vzorcích z 40–70 cm byly pod mezí detekce.

V případě vzorků z lokality Dlouhá Ves se projeví nejvyšší koncentrace rovněž u prvků Fe, Pb a As (obr. 3A-C; tab. 2). Nejvyšší koncentrace Fe (kolem 90 000 ppm) se objevují ve vzorcích z houbky 30–50 cm, v ostatních vzorcích hodnoty neklesají pod 65 000 ppm. Také u Pb je možné pozorovat nejvyšší koncentrace v 20–50 cm (1 400–1 700 ppm), v ostatních vzorcích jeho koncentrace nepřesáhly 950 ppm. Arsen se koncentruje spíše ve spodních částech profilu, kde dosahuje extrémní hodnoty až 13 000 ppm. V prvních 40 cm jsou koncentrace As přibližně jen 30–500 ppm. Koncentrace Cu (max. 527 ppm) a Ag (max. cca 100 ppm) jsou ve srovnání s As podstatně nižší (obr. 3D).

**Sekvenční extrakční analýza**

Výsledky sekvenční extrakční analýzy (SEA) ukazují (obr. 4A-H; tab. 3), že ve vzorcích z půdního profilu u Utína se Pb s Fe vyskytují většinou ve frakci vázané na oxi-hydroxidy Fe a Mn, v menší míře i na organiku a sulfidy (obr. 4A, B). As a také Cu (v Ah-horizontu) mají tendenci se vázat hlavně na organické sloučeniny a na sulfidy, ve spodních částech profilu má As tendenci vázat se ve stejné míře i na organické sloučeniny a sulfidy. Obsahy Cu jsou v hloubce 30–70 cm

natolik nízké, že výsledky SEA nedávají jednoznačný výsledek (obr. 4C, D).

Ve vzorcích z lokality Dlouhá Ves jsou Pb a Fe, podobně jako na lokalitě Utín, vázány především na oxi-hydroxidy Fe a Mn. Pb vykazuje tendenci vázat se významně na organické látky, ve vyšší části profilu i na karbonáty (obr. 4E, F). Ag se zde váže pouze s organickými sloučeninami a sulfidy (tab. 3). As se váže hlavně na oxi-hydroxidy Fe a Mn, méně na organické látky a sulfidy (ve vzorku z hloubky 50 cm však převažuje vazba na organické sloučeniny a sulfidy). Cu je vázána hlavně na organické látky a sulfidy (obr. 4G, H).

**Hmotnostně specifická a frekvenčně závislá susceptibilita**

Ve vzorcích z lokality Utín byla zjištěna nejvyšší hodnota *hmotnostně specifické susceptibility*  $\chi$  (obr. 5A; tab 1) při povrchu ( $17 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ). S rostoucí hloubkou (od 30 cm) se hodnoty snížily na  $2,5\text{--}5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ . Ve vzorcích sondy u Dlouhé Vsi jsou hodnoty vyšší,  $\chi$  se v celém profilu pohybuje okolo  $1,2\text{--}3,2 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , pouze ve vzorku z 30 cm se hodnota výrazně zvýšila ( $6,2 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ).

Ve vzorcích ze sondy 01-Utín dosahují hodnoty *frekvenčně závislé susceptibility* ( $\chi_{\text{FD}}$ ) rozsahu 2–6 %. Nejnižší hodnota  $\chi_{\text{FD}}$  byla zjištěna v hloubce 20 cm, nejvyšší v 70 cm. V sondě u Dlouhé Vsi vykazuje  $\chi_{\text{FD}}$  vyšší hodnoty při povrchu (4 %) a na bázi (5 % v 70 cm) s výrazným poklesem ve 30 cm (1 %; obr. 5B; tab. 1).

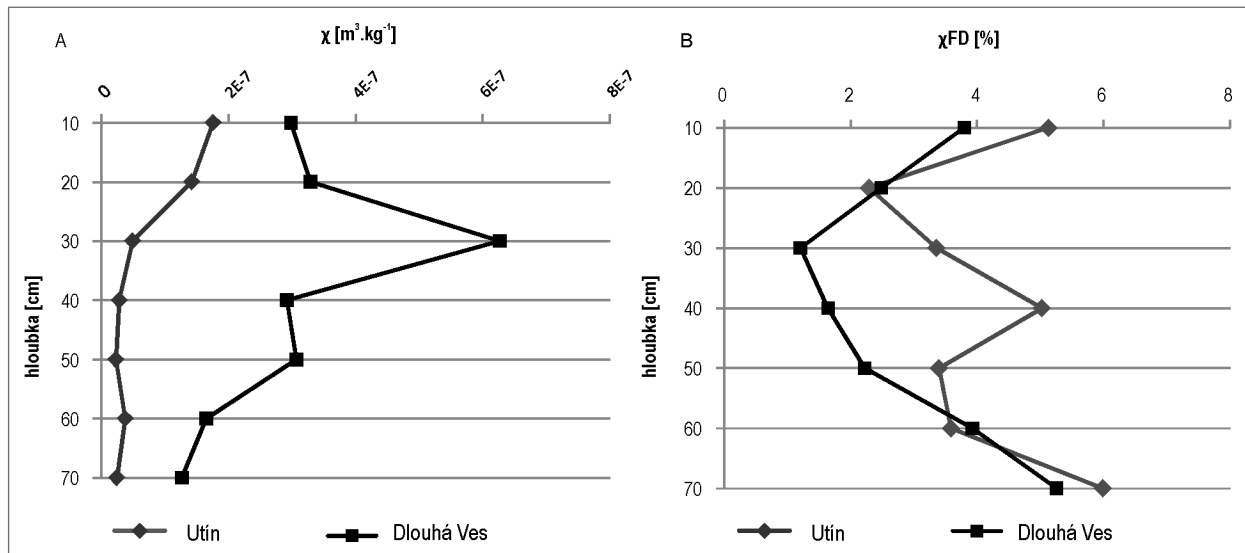
**Výměnná půdní reakce (pH/KCl)**

Hodnoty pH/KCl (tab. 1) ve vzorcích z profilu u Utína většinou vykazují kyselou reakci v rozmezí cca 3,6–5,5. Nejvyšší hodnota byla zjištěna ve 20 cm, poté pH/

Tab. 2: Výsledky analýz půdních vzorků z lokalit Utín a Dlouhá Ves.  
Tab 2: Results of soil samples analyses from Utín and Dlouhá Ves sites.

vzorky - Utín	U - 10 cm	U - 20 cm	U - 30 cm	U - 40 cm	U - 50 cm	U - 60 cm	U - 70 cm
LOI 550 °C [%]	9,9	6,4	4,3	3,1	3,1	4,2	2,8
LOI 1 000 °C [%]	11,1	7,7	5,4	3,8	3,8	5,2	3,4
pH/KCl	3,6	5,5	5,0	4,7	4,5	4,4	4,3
$\chi$ [ $\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ]	1,8E-07	1,4E-07	5,0E-08	2,9E-08	2,3E-08	3,8E-08	2,5E-08
$\chi_{\text{FD}}$ [%]	5,1	2,3	3,4	5,0	3,4	3,6	6,0
Fe [ppm]	45105	46084	33007	17972	13846	25455	14825
Cu [ppm]	81	80	6	0	0	0	0
Pb [ppm]	4711	3049	192	125	30	66	102
Ag [ppm]	82	71	36	33	34	32	34
As [ppm]	2965	3544	3236	1596	888	3108	1561
vzorky - Dl. Ves	DV - 10 cm	DV - 20 cm	DV - 30 cm	DV - 40 cm	DV - 50 cm	DV - 60 cm	DV - 70 cm
LOI 550 °C [%]	5,4	5,6	6,9	6,4	6,4	5,6	5,8
LOI 1 000 °C [%]	6,6	7,5	9,4	8,2	8,2	7,0	7,1
pH/KCl	3,2	3,0	3,3	3,1	3,1	3,0	3,0
$\chi$ [ $\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ]	3,0E-07	3,3E-07	6,3E-07	2,9E-07	3,1E-07	1,7E-07	1,3E-07
$\chi_{\text{FD}}$ [%]	3,8	2,5	1,2	1,6	2,2	3,9	5,3
Fe [ppm]	65105	83916	90629	94126	93497	78042	75594
Cu [ppm]	72	103	83	234	259	496	527
Pb [ppm]	858	1435	1414	1630	1716	948	811
Ag [ppm]	31	33	33	42	52	88	101
As [ppm]	155	33	93	465	2381	11065	13302





Obr. 5: Magnetická susceptibilita hmotnostně specifická (A) a frekvenčně závislá (B) v půdních profilech na lokalitách Utín a Dlouhá Ves.  
 Fig. 5: Mass (A) and frequency-dependent (B) magnetic susceptibility in soil profiles at Utín and Dlouhá Ves sites.

KCl systematicky klesá (pH/KCl = 4,5 v 70 cm). Nejnižší hodnota (pH/KCl = 3,5) byla zjištěna v nejsvrchnější části profilu. Na lokalitě Dlouhá Ves se naměřené hodnoty v celém půdním profilu pohybují kolem pH/KCl ~ 3 (obr. 6).

**Diskuze**

V půdním profilu na lokalitě Utín je množství Fe většinou o několik řádů nižší než na lokalitě Dlouhá Ves. V profilu sondy na lokalitě Utín vykazují všechny zkoumané prvky nejvyšší koncentrace při povrchu horizontu. Koncentrace Pb i As mnohonásobně převyšují maximální povolený limit pro lehké půdy stanovený vyhláškou MŽP, který je 100 ppm pro Pb a 30 ppm pro As (MŽP 2014). V půdním profilu u Dlouhé Vsi se koncentrace některých prvků (As, Cu) zvyšuje směrem do hloubky, přičemž nejvyšších hodnot dosahují tyto prvky v hloubkách 60–70 cm. I zde jsou limitní hodnoty povolených koncentrací Pb, As a Cu (MŽP 2014) velmi výrazně překročeny, což platí především pro As (limit překročen více než 440 krát). Zvýšené riziko kontaminace podzemních vod a vegetačního krytu je patrné především v případě profilu u Dlouhé Vsi, k čemuž přispívá velmi nízké pH (~3–3,3; obr. 6), kdy se výrazně zvyšuje pohyb amorfních Fe-Mn komplexů (Gobat et al. 2004).

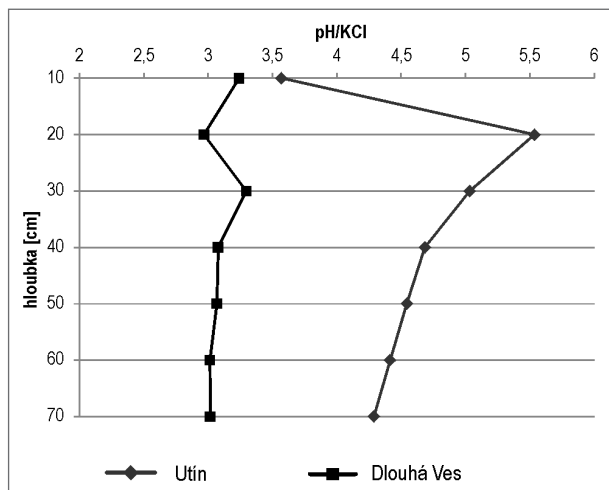
Na obou studovaných lokalitách statisticky (N = 7, p < 0,05) silně pozitivně korelují Pb vs. Fe a Cu vs. Ag (obr. 7). V profilu na lokalitě Utín mají Fe a Pb tendenci vázat se převážně na oxihydroxidy Fe a Mn, zatímco Cu a As se vážou především na organické sloučeniny a sulfidy (obr. 4A–D). Silně pozitivní korelace LOI vs. Pb (r = 0,96), Cu (r = 0,90), Fe (r = 0,87), Ag (r = 0,94) dokládá, že u zmíněných prvků (neplatí pro As) ve frakci vázané na organiku a sulfidy výrazně převažuje tendence vázat se na organické sloučeniny (obr. 8A, B). Tím se půdní profil u Utína výrazně odlišuje od profilu u Dlouhé Vsi, kde absence korelace

koncentrací zmíněných prvků s LOI (s výjimkou Fe, kde r = 0,84) ukazuje, že prvky ve frakci organických sloučenin a sulfidů (s výjimkou As) mají tendenci vázat se především na sulfidy. Podstatnou roli ve vazbě sledovaných prvků s organickými sloučeninami zřejmě hraje množství rozložené organiky (viz LOI, tab. 2) a s tím související tvorba převážně organických komplexů (Gobat et al. 2004), jejichž přítomnost dokládá dobře vyvinutá středně drobtová struktura tmavě hnědě zbarveného Ah-horizontu na haldě

Tab. 3: Výsledky sekvenčních extrakčních analýz půdních vzorků z lokalit Utín a Dlouhá Ves.

Tab. 3: Results of sequential extraction analyses of soil samples from Utín and Dlouhá Ves sites.

SEA	U – 20 cm (Ah)	U – 50 cm (Bvs)	U – 70 cm (C)	DV – 10 cm (Ah)	S2 – 50 cm (C2)	S2 – 70 cm (C3)
1. běh (vyměnitelná frakce)						
Cu	0,4	0,4	0,6	0,7	0,5	0,5
Pb	2,1	0,1	0,0	2,3	0,2	0,0
Ag	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	0,0	1,9	2,5	8,9	1,2	1,6
As	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
2. běh (frakce vázaná v karbonátech)						
Cu	3,9	1,0	0,8	2,3	3,0	3,2
Pb	47,0	0,0	0,1	30,1	4,9	0,1
Ag	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe	7,7	24,4	41,0	189,7	18,4	27,2
As	9,1	14,9	14,3	0,0	0,0	0,0
3. běh (v oxihydroxidech Fe a Mn)						
Cu	7,5	0,5	0,6	3,0	2,9	3,0
Pb	1409,5	0,3	2,0	106,5	124,9	3,9
Ag	0,3	0,3	0,5	0,0	0,0	0,0
Fe	7264,4	3755,9	3268,1	2482,2	3708,3	3102,5
As	70,4	172,9	193,4	0,8	0,3	24,5
4. běh (v sulfidech a organické složce)						
Cu	43,4	0,5	1,0	7,6	16,8	51,3
Pb	753,0	0,2	1,8	35,3	93,4	3,1
Ag	1,2	1,2	1,0	0,5	1,3	1,4
Fe	3417,1	838,6	878,5	356,8	351,2	457,8
As	539,4	162,1	201,0	0,2	0,9	13,5

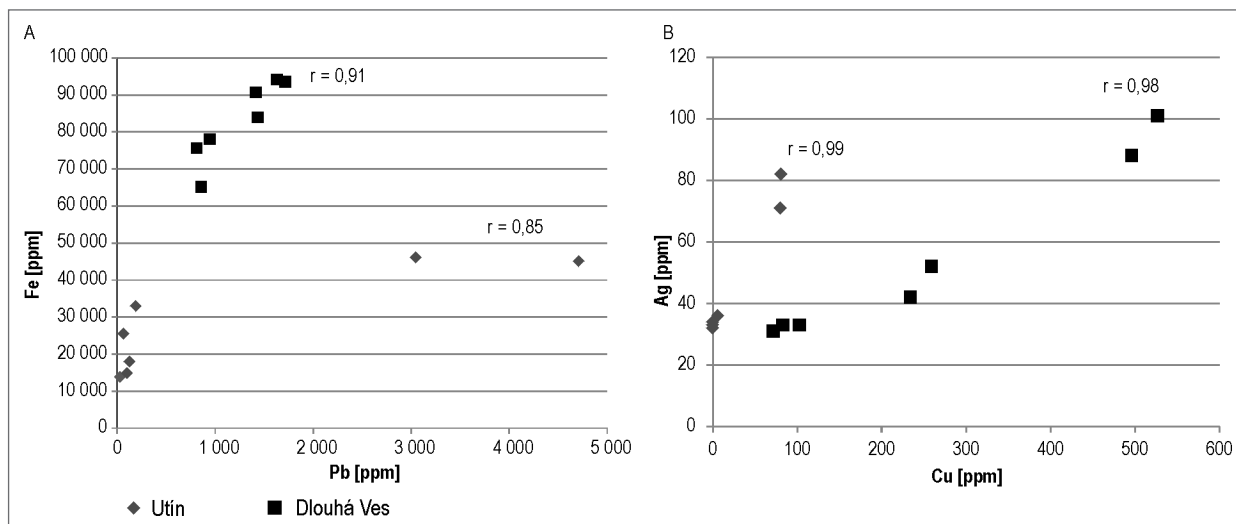


Obr. 6. Vertikální distribuce pH/KCl v půdních profilech na lokalitách Utín a Dlouhá Ves.

Fig. 6: Vertical distribution of pH/KCl values in soil profiles at Utín and Dlouhá Ves sites.

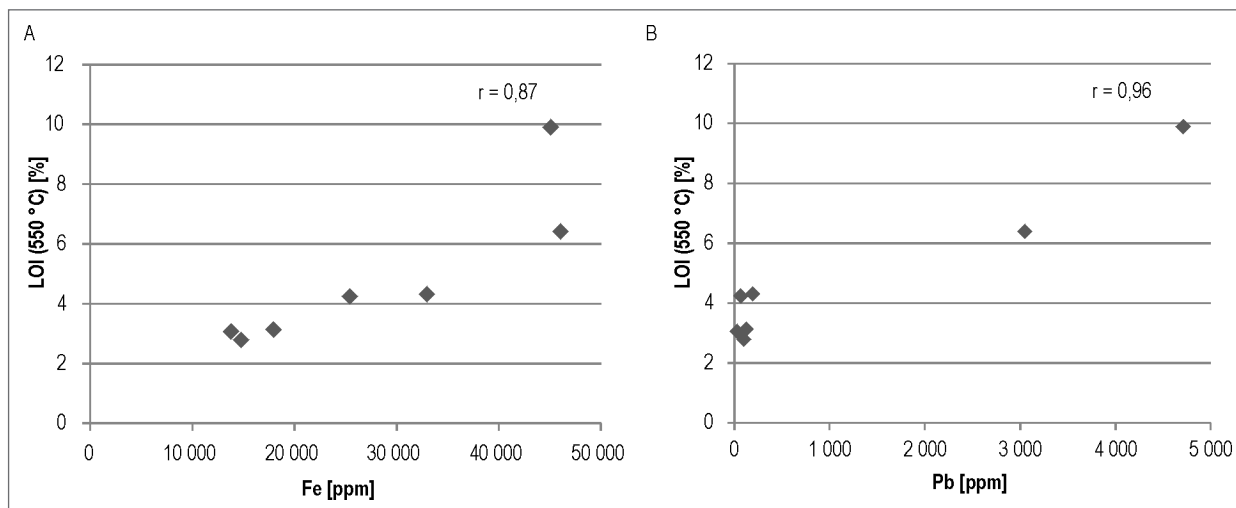
středověké lokality Utín (viz LOI, tab. 1) a obecně velmi nízký podíl jílové složky.

Silnou pozitivní korelaci Pb vs. Cu ( $r = 0,97$ ) na lokalitě Utín můžeme vysvětlit tendencí obou prvků akumulovat se v povrchovém Ah-horizontu. V Ah-horizontu je přítomen výrazně vyšší podíl organické složky, se kterou se Cu váže výrazně více než Pb. Podstatná část Pb se váže s oxi-hydroxidy Fe (obr. 3B, D), které zřejmě vznikly sekundárně oxidací z původně zde těžných sulfidů. Silná pozitivní korelace Pb vs. Ag ( $r = 0,99$ ) je taktéž dána zvýšenou koncentrací obou prvků v povrchovém Ah-horizontu. Tuto skutečnost můžeme vysvětlit společným výskytem Pb a Ag původně v galenitu, který se v povrchovém horizontu společně s ostatními zbytkovými minerály po středověké těžbě polymetalických rud většinou zcela rozpadl na sekundární minerály. Ze vzácně dochovaných rudních minerálů byl v haldovině doložen pouze pyrit, méně častá jsou pak zrna galenitu, sfaleritu a arzenopyritu (Vávra et al. 2008).



Obr. 7: Silně pozitivní korelace koncentrací Fe vs. Pb a Ag vs. Cu na lokalitách Utín a Dlouhá Ves.

Fig. 7: Strongly positive correlations of Fe vs. Pb and Ag vs. Cu concentrations at Utín and Dlouhá Ves sites.



Obr. 8: Korelace koncentrací Fe a Pb vs. LOI na lokalitě Utín.

Fig. 8: Correlations of Fe and Pb concentrations vs. LOI at Utín site.

Zvýšený obsah Cu, As a Ag ve spodní části sondy na lokalitě Dlouhá Ves (50–70 cm) odráží obecně silnou pozitivní korelaci Cu vs. As ( $r = 0,96$ ) a Ag vs. As ( $r = 0,99$ ). Nahromadění prvků je možné vysvětlit přítomností sekundárně vznikajících oxi-hydroxidů, na které je As primárně vázán (Gerrard 2000). Z rudních minerálů na haldě dominuje sfalerit, méně pak se vyskytují pyrotin, pyrit chalkopyrit, arsenopyrit, aj.

Vyšší hodnoty  $\chi$  v prvních 20 cm profilu sondy Utín (obr. 5A), jsou nejspíše důsledkem přítomnosti zvýšeného podílu antiferomagnetických minerálů v podobě hematitu a sekundárně vznikajícího goethitu (Dearing 1994; Quijano et al. 2011). Tento předpoklad podporují výsledky sekvenční analýzy, ze kterých vyplývá, že většina Fe je vázána ve frakci oxi-hydroxidů Fe a Mn. K navýšení hodnot  $\chi$  v této části profilu však mohl významně přispět i středověký způsob těžby, kdy na povrchu odpadních materiálů zůstaly vytěžené minerály, jež nebyly dále spotřebovány. Mohlo by se jednat především o produkty rozpadu pyritu, např. goethit či limonit (Zamarský 1981; De Vos et al. 2006). Pyrit byl z lokality popsán různými autory (Dobeš – Malý 2001; Vávra et al. 2008 aj.). Ve spodní části profilu velmi nízké hodnoty  $\chi$  dokládají významný podíl převážně paramagnetických minerálů (Dearing 1994) zahrnujících zde nejspíše biotit, chalkopyrit, pyroxeny a amfiboly. Hodnoty  $\chi$  naměřené v profilu sondy u Dlouhé Vsi odpovídají přítomnosti paramagnetických minerálů (pyrit, biotit, pyroxeny a amfiboly) a výrazně navýšená hodnota  $\chi$  ve vzorku z 30 cm signalizuje přítomnost antiferomagnetického hematitu (Dearing 1994). Zvýšené hodnoty  $\chi$  ve vzorku z 30 cm v sondě u Dlouhé Vsi jsou pravděpodobně důsledkem tvorby chelátů na tomto hloubkovém rozhraní (Dearing et al. 1996). Celkově vyšší hodnoty  $\chi$  v profilu sondy u Dlouhé Vsi způsobují zřejmě zvětváním vzniklé limonitické oxidy a hydroxidy a i výskyty některých z této lokality doložených paramagnetických minerálů s vyšší  $\chi$  jako galenit, pyrit, sfalerit, nebo siderit (Hak – Novák 1973; Dobeš – Malý 2001; Kocourková et al. 2008; Vávra et al. 2008; Pauliš et al. 2011).

Frekvenčně závislá susceptibilita naznačuje v různé míře podíl pedogeneze na tvorbě jednotlivých půdních horizontů. Zvýšené hodnoty  $\chi_{FD}$  při povrchu obou sond (obr. 5B) jsou dány přítomností humusových horizontů, vzniklých procesem více či méně intenzivní humifikace. V důsledku vnitropůdního zvětvávání vznikají sekundární minerály včetně velmi jemnozrnných superparamagnetických látek, které  $\chi_{FD}$  dobře detekuje (Kapička – Petrovský 2004). Zvýšené hodnoty  $\chi_{FD}$  ve spodních částech obou sond jsou nejspíše důsledkem nahromadění paramagnetických jílových minerálů vznikajících zvětváváním živců (Neuman 2012), např. horizont C půdního profilu na lokalitě Utín má zvýšený podíl jílu. Hodnoty  $\chi_{FD}$  v půdním profilu u Dlouhé Vsi jsou ve srovnání s lokalitou Utín nižší. Tato skutečnost dokládá, že pouze desítky let se vyvíjející půdní profil na lokalitě Dlouhá Ves prodělal méně intenzivní proces vnitropůdního zvětvávání ve srovnání s profilem na lokalitě Utín.

Z výsledků ztráty žháním v profilu sondy u Dlouhé Vsi je pozorovatelný nárůst (o 2–3 %) mezi ztrátou

žháním při 550 °C a při 1 000 °C (tab. 1). Mohlo by to znamenat, že analyzované vzorky obsahují určité množství karbonátové složky, která se spolu s hydroxidy (AlOOH) spaluje až při těchto vyšších teplotách (Dean 1974). Je zajímavé, že ačkoliv vzorky ze sondy u Dlouhé Vsi vykazují silně kyselou půdní reakci, výskyt karbonátů doložených v žilovině (siderit, dolomit-ankerit a kalcit), na lokalitě není eliminován (Kocourková et al. 2008). Významnější vazbu na karbonáty zde vykazují pouze Fe a Pb, a to vždy ve vyšší části profilu (obr. 4E, F). Karbonáty v přípovrchové vrstvě haldy tedy mají patrně složení sideritu nebo ankeritu. I když na lokalitě Utín nejsou rozdíly LOI mezi 550 °C a 1 000 °C tak velké jako v případě sondy na lokalitě Dlouhá Ves, i zde by mohl být rozdíl zapříčiněn výskytem karbonátů. Přítomnost karbonátů na lokalitě Utín se však dosud nepodařilo doložit konkrétními nálezy. Obecně nízký podíl karbonátů v hlušině studovaných hald může být způsoben jejich urychleným rozkladem v kyselém prostředí (Dobeš – Malý 2001).

#### **Pedogeneze půd na lokalitách Utín a Dlouhá Ves**

Na lokalitě Utín tmavě hnědě zbarvený (10YR 3/3) Ah-horizont ve své svrchní části půdního profilu vykazuje výraznou aciditu (pH ~ 3,6), která je nejspíše výsledkem dekompozice opadanky v procesu intenzivní humifikace (viz LOI, tab. 2) a produkce organických látek s malou molekulou (s převahou fulvokyselin) v prostředí převážně jehličnatého lesního porostu. Silně kyselá reakce je zde v aerobním prostředí doprovázena uvolněním Fe a Al ze zvětvávajících primárních minerálů a tvorbou amorfních oxidů a hydroxidů Fe včetně hydroxi-Al iontů, které mají tendenci vysrážet se v písčitém rezavě hnědě zbarveném horizontu Bvs v podobě komplexních sloučenin v převažujícím procesu braunifikace (hnědnutí) s náznakem slabé podzolizace (Němeček et al. 1990). Bvs-horizont je ostře ohraničen od matečného substrátu tvořeného silně zvětralými rulami.

Ve srovnání s lokalitou Utín mají povrchové horizonty půdního profilu u Dlouhé Vsi nižší produkci dobře rozložených organických látek (viz LOI, tab. 2) svědčící o nižší intenzitě humifikačního procesu. Acidobazické vlastnosti půdního profilu u Dlouhé Vsi ve srovnání s lokalitou Utín odpovídají silně kyselému prostředí (obr. 6), přičemž tento faktor můžeme v tvorbě půd považovat za zásadní. V silně kyselém prostředí dochází ke zpomalenému rozkladu organické složky a tvorba málo mobilních organo-jílových komplexů je navíc omezena v důsledku peptizace jílových minerálů (Gerrard 2000). Nižší stupeň pedogeneze zde podporují i výsledky  $\chi_{FD}$  (1–5 %).

#### **Závěry**

1. Půdy obou hald mají navzájem odlišnou povahu hlavního půdotvorného procesu, kterým je v případě lokality Utín humifikace doprovázená vnitropůdním zvětváváním za současného vývoje kambizemního horizontu. Rezavě hnědě zbarvení Bvs horizontu a zároveň absence eluviálního horizontu svědčí o podzolizaci, jež je doprovázeným půdotvorným procesem. Ačkoli vývoj půd na obou lokalitách probíhal různě dlouhou dobu, slaběji

vyvinutý Ah-horizont v půdním profilu na lokalitě Dlouhá Ves není jen odrazem relativně krátké doby vývoje trvajícího asi 50 let (oproti lokalitě Utín, kde se půda vyvíjela asi 700 let), ale i výrazně vyšším stupněm acidity, která zpomaluje proces humifikace a má negativní vliv i na vývoj půdních strukturních agregátů.

2. Výsledky měření  $\chi_{FD}$  v profilu půdní sondy na lokalitě Utín ve srovnání s profilem sondy u Dlouhé Vsi dokazují vyšší intenzitu probíhajících pedogenetických procesů včetně vnitropůdního zvětrávání.

3. Výsledky SEA s přihlédnutím k výsledkům LOI také potvrzují vyšší stupeň vývoje půdy v profilu sondy u Utína. Ukazují, že prvky Cu, Pb, Fe a Ag mají v rámci frakce organických sloučenin a sulfidů tendenci vázat se převážně s organickou hmotou (v půdním profilu u Dlouhé Vsi se prvky váží hlavně se sulfidy).

4. Oba studované půdní profily jsou silně kontaminovány především As, méně pak Pb a Cu. Vzorky

z půdního profilu u Utína vykazují vyšší kontaminaci všemi zkoumanými prvky hlavně při povrchu půdního profilu, kde jsou zmíněné prvky vázány na organickou hmotu, v sulfidech a v poměrně stabilních oxo-hydroxidech Fe a Mn. Naproti tomu v půdě sondy u Dlouhé Vsi je patrný nárůst zvýšených koncentrací prvků (Cu, Ag, As) směrem do hloubky. Tento vývoj je podmíněn přítomností silně kyselého prostředí ( $\text{pH}/\text{KCl} = 3,1$ ) v celém půdním profilu, ve kterém se zvyšuje uvolňování amorfních Fe-Mn komplexů, na které je zde vázán především As.

#### **Poděkování**

*Rádi bychom poděkovali RNDr. Karlu Malému, Ph.D. za pomoc při volbě vhodných lokalit k výzkumu. Panu Pavlu Kadlecovi děkujeme za vypracování pedochemických analýz, Mgr. Martinu Chadimovi, Ph.D. za spolupráci při měření magnetické susceptibility. Práce vznikla za podpory specifického výzkumu na PřF MU.*

**Literatura**

- Beneš, K. - Culek, A. - Čech, V. - Dudek, A. - Gotthard, J. - Havlíček, V. - Hinterlechner, K. - Horný, R. - Imramovský, J. - Kalásek, J. - Klein, V. - Kodým st., O. - Konta, J. - Koutek, J. - Kratochvíl, J. - Losert, J. - Matějovská, O. - Pauk, F. - Rosival, A. - Soukup, J. - Stejskal, J. - Suess, F. - Suk, M. - Svoboda, J. - Vachtl, J. - Vodička, J. - Weiss, J. - Zrústek, V. (1996): Geologická mapa ČR. List Jihlava. Mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000 - ČGÚ. Praha.
- Bernard, J. H. (2000): Minerály České republiky - stručný přehled. - Academia. Praha.
- Bussinow, M. - Sarapatka, B. - Dłapa, P. (2012): Chemical degradation of forest soil as a result of polymetallic ore mining activities. - Polish Journal of Environmental Studies, 21 (6), 1551-1561.
- Čech, L. (2002): Chráněná území ČR. Jihlavsko. Okres Havlíčkův Brod. - Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum. Brno.
- ČGS (2012): Webová aplikace Půdní mapa 1 : 50 000, <http://mapy.geology.cz/pudy/> (staženo 20. 1. 2014).
- De Vos, W. - Tarvainen, T. - Salminen, R. - Reeder, S. - De Vivo, B. - Demetriades, A. - Pirc, S. - Batista, M. J. - Marsina, K. - Ottesen, R. T. - O'Connor, P. J. - Bidovec, M. - Lima, A. - Siewers, U. - Smith, B. - Taylor, H. - Shaw, R. - Salpeteur, I. - Gregorauskiene, V. - Halamic, J. - Slaninka, I. - Lax, K. - Gravesen, P. - Birke, M. - Breward, N. - Ander E. L. - Jordan, G. - Duris, M. - Klein, P. - Locutura, J. - Bel-lan, A. - Pasieczna, A., - Lis, J. - Mazreku, A. - Gilucis, A. - Heitzmann, P. - Klaver, G. - Petersell, V. (2006): Geochemical Atlas of Europe. Part 2: Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Figures, Maps, and Related Publications. - Geological Survey of Finland. Espoo, Finland.
- Dean, W. E. Jr. (1974): Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. - Journal of Sedimentary Petrology, 44, 242-248.
- Dearing, J. A. (1994): Environmental Magnetic Susceptibility - Using the Bartington MS2 System. - Chicago Public Library. Chicago.
- Dearing, J. A. - Hay, K. L. - Baban, S. M. J. - Huddleston, A. S. - Wellington, E. M. H. - Loveland, P. J. (1996): Magnetic susceptibility of soils: an evaluation of conflicting theories using a national data set. - Geophysical Journal International, 127, 728-734.
- Dobeš, P. - Malý, K. (2001): Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve střední části havlíčkobrodského revíru. - Vlastivědný sborník Vysočiny, odd. věd přírod., 15, 51-85. Jihlava.
- Gerrard, J. (2000): Fundamentals of Soils. - 11 New Fetter Lane. London.
- Gobat, J. M. - Aragio, M. - Matthey, W. (2004): Fundamentals of soil science and biology. 1-602. Science Publisher inc., Enfield, New Hampshire.
- Hak, J. - Novák, F. (1973): Mineralogie a geochemie ložiska Dlouhá Ves u Havlíčkova Brodu. - In: Sborník hornická Příbram ve vědě a technice, sekce geol. ložiska nerost. surovin, G17, 247-262. Příbram.
- Juráček, J. (2010): Strukturně geologické výzkumy širšího okolí Stříbrných hor. - MS, rešerše. ÚGV PŘF MU. Brno.
- Kapička, A. - Petrovský, E. (2004): Magnetismus hornin a jeho aplikace při studiu znečištění životního prostředí. - Československý časopis pro fyziku, 54 (4), 240-243
- Karczewska, A. - Bogda, A. - Gałka, B. - Szulc, A. - Czworkiel, D. - Duszyńska, D. (2006): Natural nad anthropogenic soil enrichment in heavy metals in areas of former metallic ore mining in the Sudety Mts. - Polish Journal of Soil Science. 39 (2), 131-142. Lublin.
- Kocourková, E. - Cempírek, J. - Losos (2008): Kaňkit z Dlouhé Vsi u Havlíčkova Brodu. - Acta rerum naturalium, 4, 7-12.
- Králík M. et al. (1985): Zhodnocení prognózních zdrojů Ag v Českém masivu. - MS, Geindustria Praha. Geofond Praha. Praha.
- Ministerstvo životního prostředí (1994): Vyhláška MŽP č. 13/1994 Sb. o ochraně zemědělského půdního fondu, on-line: [http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/poskozeni\\_pudy\\_kontaminaci/\\$FILE/OOHPP-Poskozeni\\_%20pudy\\_kontaminaci-081119.pdf](http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/poskozeni_pudy_kontaminaci/$FILE/OOHPP-Poskozeni_%20pudy_kontaminaci-081119.pdf) (24. 2. 2014).
- Mísař, Z. - Dudek, A. - Havlena, V. - Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. - SPN. Praha.
- Neuman, P. (2012): Vztah mezi susceptibilitou, chemickým a mineralogickým složením Fe rud. - MS, diplomová práce, ÚGV PŘF MU. Brno.
- Němeček, J. - Smolíková, L. - Kutílek, M. (1990): Pedologie a paleopedologie. - Academia, Praha
- Němeček, J. (2001): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. - Česká zemědělská univerzita. Praha.
- Pauliš, P. - Kopecký, S. - Jebavá, I. (2011): Nové nálezy supergenní mineralizace v havlíčkobrodském rudním revíru (ČR). - Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze, 19/1, 76-82. Praha.
- Quijano, L. - Gaspar, L. - Chaparro, M. A. E. - Navas, A. (2011): Magnetic Susceptibility in Topsoils and Bulk Cores of Cultivated Calcisols. - Latinmag Letters, 1, 1-6, Tandil (Argentina).
- Sencindiver, J. C. - Ammons, J. T. (1997): Minesoil Genesis and Classification. - Minesoils of the United States, 12, 1-13.
- Stránský, K. - Buchal, A. - Winkler, Z. (2002): Simtany u Havlíčkova Brodu - stopy po těžbě a hutnickém zpracování stříbrných rud. - Archeologia technica, 14, 21-26.
- Tessier, A. - Campbell, P. G. - Bisson, M. (1979): Sequential extraction procedures for the specification of particulate trace metals. - Analytical Chemistry, 5, 844-855.
- Vávra, V. - Štelcl, J. - Malý, K. (2008): Průvodce po geologických zajímavostech kraje Vysočina. - Muzeum Vysočiny Jihlava. Jihlava.
- Zamarský, V. (1981): Mineralogie systematická I. díl. - VŠ báňská v Ostravě. Ostrava.

# IONTOVÁ VÝMĚNA V POČÁTEČNÍCH STÁDIÍCH INTERAKCE ŽIVEC-VODA

Ion-exchange during initial stages of feldspar – water interaction

Markéta Camfrlová, Karel Vybíhal, Jiří Faimon

Ústav geologických věd, PŘF MU, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno; e-mail: marketa.camfrlova@gmail.com

**Key words:** feldspar dissolution; ion exchange; alkali metals/H<sup>+</sup> ratio; dissolution; PHREEQC simulation

## Abstract

The sample of perthitic alkali feldspar (62.5 wt. % of  $KAlSi_3O_8$  and 37.5 wt. % of albite,  $Na_{0,996}Ca_{0,004}Al_{1,004}Si_{2,996}O_8$ ) was dissolved in a special stirred batch reactor (polyethylene vessel of 5 liter volume situated horizontally and rotating at few rotations per hour). The reactor was opened to atmosphere ( $\log P_{CO_2} \sim -3.5$ ) through the mouth at the vessel axis. During the experiment, pH was monitored by pH-meter with combined glass electrode. Solutions were analyzed for Si, Al (spectrophotometry), K, Na (flame AAS), and Ca (ICP-OES). The results showed a fast preferential leaching of alkaline cations with respect to both Al and Si during the early stages of experiment that was diminishing during more advanced stages of the experiment. The released cations exceeded the consumed H<sup>+</sup> ions by the range of two up to four magnitudes. The preponderance of cations over H<sup>+</sup> ions was especially apparent during few initial days, when the buffering by atmospheric CO<sub>2</sub> was insufficient. Simulation of the process by the PHREEQC code covering the CO<sub>2</sub> buffering indicated that system feldspar–water–CO<sub>2(g)</sub> was evolving near the equilibrium in open system during the period after 5th day of the experiment. The results suggested that the mechanism of feldspar dissolution during the initial stages of the process does not correspond to a simple ion exchange and that it is more complicated.

## Úvod

Interakce živec-voda je významný geologický proces na povrchu planety. Chemické zvětrávání živců se podílí na modifikaci přírodních vod a na vzniku sedimentů a půd. Ovlivňuje globální cykly CO<sub>2</sub> díky spotřebě CO<sub>2</sub> z atmosféry (Appelo – Postma 2005). Existuje všeobecně přijímaný názor, že v počátečních stádiích rozpouštění živců dochází k iontové výměně kationtů alkálií (Na<sup>+</sup>, Ca<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>) na povrchu minerálu za H<sup>+</sup> ionty v roztoku. Při iontové výměně dochází k nahrazení kationtů alkálií vodíkovými ionty z roztoku, kdy jeden ekvivalent alkalického kovu je vyměněn za 1 mol vodíkových iontů (Chou – Wollast 1985). Důsledkem přednostního vyloučení kationtů alkálií z minerálu do roztoku a jejich nahrazením vodíkovými ionty je vznik alterované vrstvy na povrchu minerálu s odlišným chemickým složením (Hellmann et al. 1997) podle rovnice:



kde produkt s hvězdičkou je součástí připovrchové „vrstvy“ minerálu.

Cílem práce bylo přispět k lepšímu pochopení mechanismu procesů v systému živec-voda.

## Materiál a metody

Vzorky živce pro experimenty byly odebrány z pegmatitu lokality Věžná. Byly očištěny od viditelných stop ostatních minerálů (slídy, křemen) a rozdrčeny v drtiči. Kovové zbytky z drčení byly odstraněny pomocí permanentního magnetu. Zrnitost vzorku byla vymezena přesíváním vzorku ve vodné suspenzi. Sítováním byla získána zrnitostní frakce 63–800 μm. Takto získaný vzorek živce

byl opakovaně proplachován deionizovanou vodou, sušen při pokojové teplotě a použit pro experimenty. Minerální složení bylo určeno chemickou analýzou (elektronová mikrosonda CAMECA SX 100) jako perthitický živec tvořený 62,5 hm. % draselného živce ( $KAlSi_3O_8$ ) a 37,5 hm. % albitu ( $Na_{0,996}Ca_{0,004}Al_{1,004}Si_{2,996}O_8$ ). Celkové poměry vybraných prvků ve vzorku jsou (K+Na+Ca)/Al ~ 0,97, (K+Na+Ca)/Si ~ 0,33 a Al/Si ~ 0,34. Rozměry odmišovaných fází (perthitů) se pohybovaly v rozmezí 1–70 μm. Na základě úvah o rozměru a tvaru zrn byla odhadnuta specifická povrchová plocha vzorku na 0,02 m<sup>2</sup>/g (tzv. geometrická povrchová plocha). Povrchové plochy jednotlivých minerálů byly vypočteny z poměru molárních objemů draselného živce a albitu a váhového množství vzorku použitého pro experiment: celkový povrch albitu činil 2,91 m<sup>2</sup> a draselného živce 5,09 m<sup>2</sup>. Pro experimenty byl použit vsádkový míchaný reaktor. Reaktor představovala pomalu se otáčející polyetylenová nádoba o objemu 5 litrů, umístěná „naležato“ na dvou horizontálních válci poháněných elektromotorem (několik otáček za hodinu). Atmosférický CO<sub>2</sub> se volně vyměňoval s roztokem otvorem v ose nádoby. V reaktoru bylo rozpouštěno 400 g vzorku živce v 1,5 litru deionizované vody. V časových intervalech 1–4 dny byly z reaktoru odebírány vzorky roztoku o objemu 15 ml. Vzorkování probíhalo celkově 14 dní. Získaný roztok byl odstředován při otáčkách 13 000 rpm po dobu 15 minut tak, aby byly odstraněny případné prachové částice (artefakt přípravy vzorků minerálů).

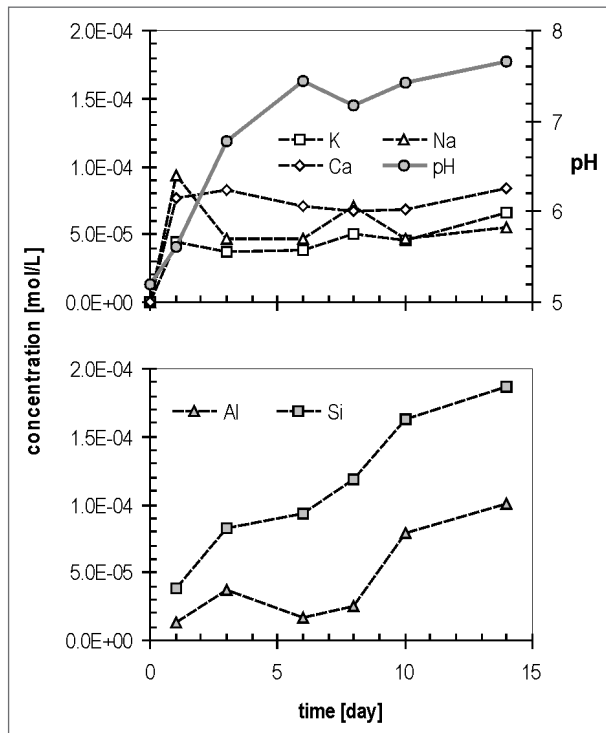
pH bylo měřeno přístrojem HANNA HI 8314 s kombinovanou skleněnou elektrodou Theta 90 (Crytur) přímo v reaktoru. Koncentrace Si a Al byly určeny spektrofotometricky (Si – metodou molybdenové modři,

Truesdale – Smith 1976, Al – metodou pyrokatecholové violeti, Dougan – Wilson 1974). Koncentrace K a Na byly stanoveny metodou AAS (plamenová verze, Solaar M5), koncentrace Ca metodou ICP-OES (Umicam PU 7000). Modelování bylo provedeno pomocí programu PHREEQC for Windows (Parkhurst – Appelo 1999).

**Výsledky a jejich diskuze**

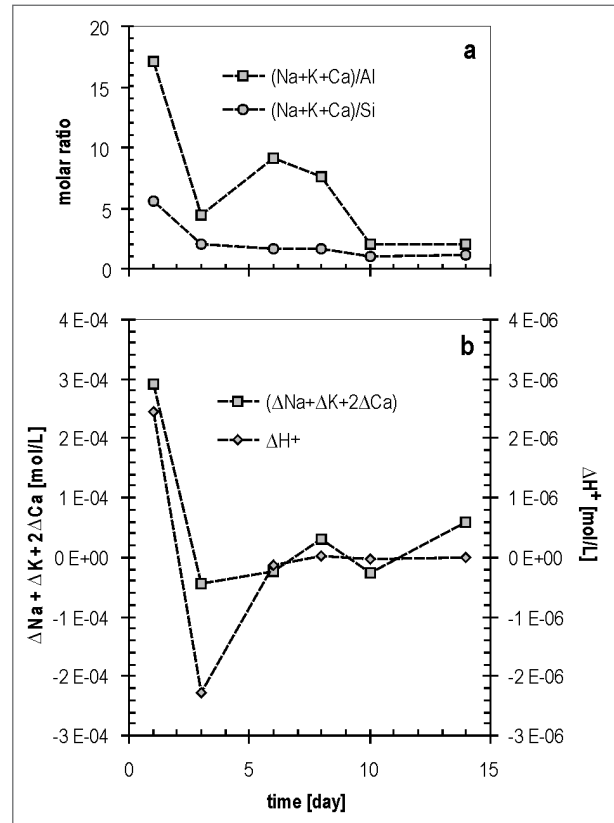
Vývoj pH, koncentrací *alkalických kovů a kovů alkalických zemin* (AK&KAZ), a koncentrací Si a Al v průběhu experimentu je na obrázku 1. Hodnota pH se v počátečních interakce postupně zvyšovala z počátečních 5,2 na konečných 7,65 (s lokálním poklesem na 7,18 v 8. dnu experimentu). V počátečních stádiích experimentu došlo k rychlému nárůstu koncentrací AK&KAZ na  $(0,4-1,0) \cdot 10^{-4}$  mol/l. V dalších stádiích koncentrace AK&KAZ v podstatě stagnovaly s výkyvy do  $5 \cdot 10^{-5}$  mol/l. U koncentrací Na lze po počátečním nárůstu vystopovat zřetelný pokles. Koncentrace Si během experimentu se více méně plynule zvyšovala až na  $1,8 \cdot 10^{-4}$  mol/l. Koncentrace Al sledovala podobný trend s přibližně polovičními koncentracemi, avšak s většími výkyvy – patrné jsou poklesy v 6. a 8. dnu experimentu.

Vývoj poměrů AK&KAZ ke hliníku a křemíku a vývoj změn ekvivalentů AK&KAZ a vodíkových iontů H<sup>+</sup> během experimentu je demonstrován na obrázku 2. Jednak je zde vidět převaha AK&KAZ nad hliníkem a křemíkem v počátečních stádiích experimentu (obr. 2a) a jednak nepoměr mezi přírůstky ekvivalentů AK&KAZ a H<sup>+</sup> iontů (obr. 2b). Molární poměr (Na+K+Ca)/Al se během experimentu snižoval od 17,1 do 2,1, poměr (Na+K+Ca)/Si



Obr. 1: Vývoj koncentrací (a) K, Na, Ca, pH a (b) Si, Al v roztoku při experimentálním rozpouštění žilců.

Fig. 1: Evolution of aqueous concentrations of K, Na, Ca, pH (a) and Si, Al (b) at experimental feldspar dissolution.

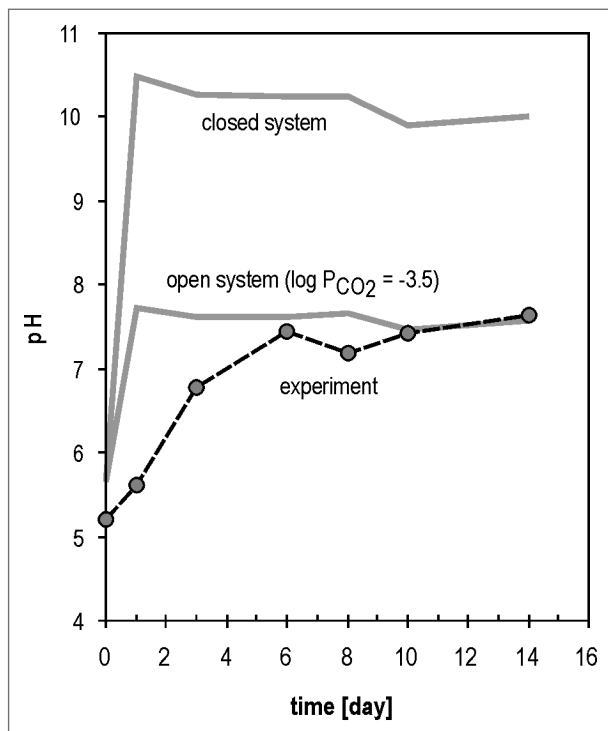


Obr. 2: Vývoj stechiometrií sledovaných složek v roztoku během experimentu: (a) Vývoj poměrů alkálií ku Al resp. Si; (b) vývoj změn ekvivalentů alkálií a H<sup>+</sup> iontů.

Fig. 2: Evolution of aqueous components' stoichiometry during the experiment: Evolution of alkali elements' molar ratios to Al and Si (a); evolution of the increments/decrements of the equivalents of alkali elements and H<sup>+</sup> ions (b).

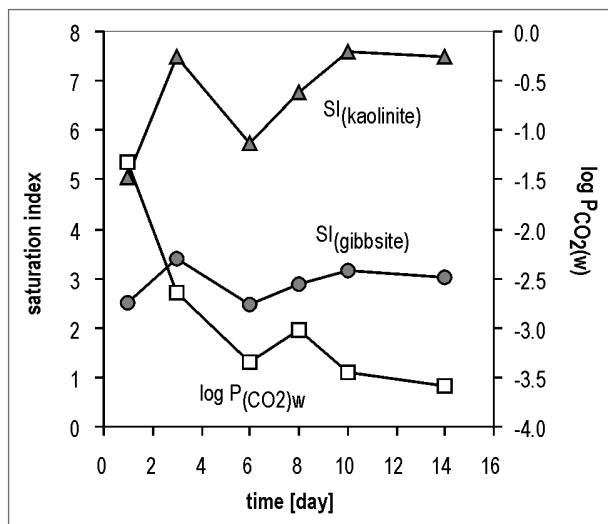
od 5,6 do 1,1. Při stechiometrickém rozpouštění by se tyto poměry měly blížit stechiometrii průměrného vzorku: 0,97 ( $\{K+Na+Ca\}/Al$ ), 0,33 ( $\{K+Na+Ca\}/Si$ ) a 0,34 (Al/Si). Molární poměr Al/Si (není na obrázku uveden) mírně rostl od 0,33 do 0,54 se značnými výkyvy během experimentu. Poměry v roztoku tak potvrzují přednostní uvolňování kationtů AK&KAZ před Al a Si ionty. Důsledkem je bezesporu vznik přírůstkové vrstvy s pozměněným složením (vrstva je ochuzena o kationty). Existence této vrstvy byla prokázána jak při laboratorním zvětrávání (Hellmann et al. 1997), tak při přírodním zvětrávání (Zhu et al. 2006).

Z obrázku 2b je zřejmé, že spotřeba vodíkových iontů je významně nižší než uvolněné ekvivalenty AK&KAZ a neodpovídá tak předpokládanému poměru 1 : 1. Tento nesoulad je zmiňován i v dřívějších pracích (Casey et al. 1988; Hellmann et al. 1997). Modelování v programu PHREEQC ukazuje, že v otevřeném systému (v rovnováze s CO<sub>2</sub> s parciálním tlakem  $P_{CO_2} \sim 10^{-3,5}$ ) by se pH experimentálního roztoku mělo rychle zvýšit na hodnotu pH ~ 7,2 s kolísáním v intervalu pH ~ 7,00–7,24. V uzavřeném systému (který lze uvažovat v samých počátečních interakce, kdy je vliv CO<sub>2</sub> zanedbatelný díky pomalé kinetice na rozhraní roztok-atmosféra) by pH roztoku mělo dosáhnout hodnot pH ~ 10,49 (obr. 3). Porovnání s reálnými daty ukazuje, že v počátečních stádiích rozpouštění je naměřená hodnota pH nižší, než hodnoty pH teoretické jak v otevře-



Obr. 3: Vývoj pH při interakci: porovnání experimentálních dat s modelovými hodnotami v uzavřeném a otevřeném systému ( $\log P_{\text{CO}_2} = -3$ ).

Fig. 3: Evolution of pH during feldspar-water interaction: comparison of experimental values with the values modeled for closed and open system ( $\log P_{\text{CO}_2} = -3$ ).

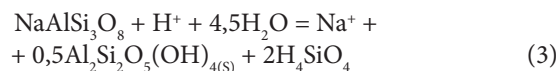
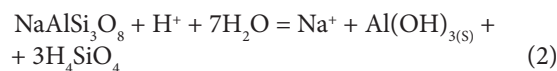


Obr. 4: Vývoj přesycení roztoku vybranými minerály a vývoj hypotetických parciálních tlaků  $\text{CO}_2$  odpovídající aktivitě karbonátových složek v roztoku během experimentu. Modelováno v programu PHREEQC s experimentálně určeným složením (pH a koncentracemi vodných složek). Nábojová nerovnováha byla vyrovnána karbonátovými složkami.

Fig. 4. Evolution of solution saturation by selected minerals and evolution of the hypothetical  $\text{CO}_2$  partial pressures corresponding to aqueous carbonates during experiment. It was modeled under using of the PHREEQC code for experimentally determined data (pH and aqueous component concentrations). The charge imbalance was corrected by aqueous carbonate species.

ném, tak uzavřeném systému. V dalších stádiích interakce (po 5. dnu experimentu) se pH experimentálních roztoků vyvíjí v blízkosti teoretických křivek odvozených pro otevřený systém. Za podmínky nábojové rovnováhy v roztoku by naměřená hodnota pH po prvním kroku interakce (1 den) odpovídala parciálnímu tlaku  $P_{\text{CO}_2} \approx 10^{-1}$ , který tak o dva a půl řádu převyšuje hodnotu v laboratorních podmínkách,  $P_{\text{CO}_2} \approx 10^{-3.5}$  (obr. 4). To potvrzuje, že uvolněné množství alkalických iontů (ani celkové složení roztoku) neodpovídá změnám pH.

Výpočty v programu PHREEQC naznačují značné přesycení roztoku gibbsitem a kaolinitem už v počátečních stádiích interakce (obr. 4), takže nelze vyloučit srážení sekundárních minerálů (přestože není příliš pravděpodobné díky pomalé nukleační dynamice). Přímé prokázání srážení malého množství minerálů je technicky neproveditelné. Rekonstruovat tento proces ze složení roztoku je nemožné, vzhledem k předpokládanému nestechiometrickému rozpouštění primárních minerálů. Kromě toho, potenciální srážení sekundárních minerálů by nezměnilo bilanci spotřebovaných  $\text{H}^+$  iontů a uvolněných kationtů, jak ukazují sumární rovnice pro hydrolyzu albitu v uzavřeném systému (2) a (3):



Výsledky studie tedy ukazují nesoulad mezi celkovým složením a pH experimentálního roztoku. Počáteční uvolnění AK&KAZ neodpovídá jednoduché iontové výměně a vyžaduje sofistikovanější model. Nestechiometrické rozpouštění indikuje nezávislou hydrolyzu jednotlivých vazeb na povrchu živce. Díky vyšší polarizaci vazeb Na–O, K–O, a Ca–O dochází k jejich rychlejší hydrolyze v porovnání s vazbami Al–O a zejména Si–O a k přednostnímu uvolnění kationtů alkálií. Kvantitativní popis pokročilejších stádií rozpouštění vyžaduje 3-D model, který by zohlednil nejen reakce na povrchu, ale i postup hydrolyzy s časem směrem do „hloubky“ primárního minerálu.

### Závěr

Tato práce byla zaměřena na lepší pochopení mechanismu interakce živce-voda. V rámci laboratorních experimentů byly rozpouštěny vzorky perthitického živce v deionizované vodě v míchaném vsádkovém reaktoru otevřeném atmosféře za normální teploty a tlaku. Výsledky ukazují, že rozpouštění během počátečních stádií interakce není stechiometrické. Vysoké molární poměry  $(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})/\text{Al}$  a  $(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})/\text{Si}$  dosažené v počátečních stádiích dokladují přednostní uvolňování kationtů alkálií do roztoku. Hodnoty pH v počátečních etapách interakce byly významně nižší, než by odpovídalo množství uvolněných kovů. Modelování ukázalo, že parciální tlaky  $\text{CO}_2$ , které by odpovídaly/vysvětlovaly dané pH, převyšují o dva řády hodnoty obvyklé v laboratoři. Vývoj pH v mírně pokročilých stádiích experimentu kopíroval podle očeká-



vání reakční cestu v otevřeném systému. Nesoulad mezi uvolněnými kovy a spotřebovanými  $H^+$  ionty (1) indikuje že počáteční stadia interakce *živec-voda* neodpovídají jednoduché iontové výměně a (2) naznačuje mnohem složitější mechanismus.

#### **Poděkování**

*Práce byla vypracována s institucionální podporou MU. Autoři děkují J. Zemanovi z ÚGV za podnětné připomínky.*

#### **Literatura**

- Appelo, C. A. J. – Postma, D. (2005): *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, 2<sup>nd</sup> edition. – A. A. Balkema Publishers, Leiden.
- Casey, W. H. – Westrich, H. R. – Arnold, G. W. (1988): Surface chemistry of labradorite feldspar reacted with aqueous solutions at pH = 2, 3, and 12. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2795–2807.
- Chou, L. – Wollast, R. (1985): Steady-state kinetics and dissolution mechanisms of albite. – *American Journal of Sciences* 285, 963–993.
- Dougan, W. K. – Wilson, A. L. (1974): Absorptiometric determination of Al in water – comparison of some chromogenic reagents. – *Analyst* 99, 413–430.
- Hellmann, R. – Dran, J. C. – Della Mea, G. (1997): Characterization of leached and hydrogenenriched layer formed at 300 °C using MeV ion beam techniques. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 1575–1594.
- Parkhurst, D. L. – Appelo, C. A. J. (1999): User's guide to PHREEQC (Version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. – U. S. Geological Survey. Water-Resources Investigations Report 99–4259, 1–312.
- Truesdale, V. W. – Smith, C. J. (1976): The automatic determination of silicate dissolved in nature fresh water by means of procedures involving the use of either  $\alpha$ - or  $\beta$ -molybdosilicic acid. – *Analyst* 101, 19–31.
- Zhu, C. – Veblen, D. R. – Blum, A. E. – Chipera, S. J. (2006): Naturally weathered feldspar surfaces in the Navajo Sandstone aquifer, Black Mesa, Arizona: Electron microscopic characterization. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4600–4616.

## VYUŽITELNOST KOLORIMETRIE PŘI STUDIU HORNIN – NA PŘÍKLADU VÁPENCŮ VE VELKOLOMU MOKRÁ

Application of colorimetry for the study of rocks – the example of limestones from the Mokrý Quarry

Kristýna Dalajková<sup>1</sup>, Jiří Zimák<sup>1</sup>, Jindřich Štelcl<sup>2,3</sup>, Dalibor Všianský<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: jiri.zimak@upol.cz

<sup>2</sup>Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

<sup>3</sup>Katedra biologie PedF MU, Poříčí 7, 603 00 Brno

(24-41 Vyškov)

**Key words:** Moravian Karst, limestones, colorimetry

### Abstract

The paper summarizes the results of colorimetric analyses of a large set of limestone samples from the Mokrý Quarry in the Moravian Karst (NE from Brno, Czech Republic). The examined samples belong to three lithologically different series of strata: Macocha, Líšeň, and Březina Formations. Limestones of these formations differ in the contents of non-carbonate component and, hence, in colour. The samples were prepared in four ways for colorimetric measurements: 1. unpolished bulk samples (cleavage planes were measured), 2. polished sections, 3. powder in a plastic bag, 4. simple uncovered powder. All of the four ways of sample preparation led to different results. The results were expressed using a CIE L\*a\*b\* colour space. Based on the L\* (specific lightness) value, the amounts of a non-carbonate component can be roughly judged. The specific lightness can be used for assigning a sample to a lithostratigraphic member and possibly also to correlation reasons in many cases.

### Úvod

Patrně každý geolog se již setkal s problémem vyjádřit jednoznačným způsobem barvu popisované horniny a v případě kolektivní práce se slovní vyjádření barvy mohlo stát i předmětem sporu. Nejednotné a značně subjektivní hodnocení a označování barvy hornin lze zčásti odstranit použitím Munsellova systému, kdy se nezbytnou pomocí stává „Munsellova kniha barev“ (s 1 452 kartičkami barev) nebo „Munsellův vějíř limitních barev“ (vhodný do terénu, umožňující rozlišit 768 barev) – podrobně např. Jiránek (1981).

Pomocí spektrometru vhodné konstrukce lze barvu horniny exaktně změřit. Tato problematika není v geologické literatuře doposud příliš řešena, s výjimkou relativně malého počtu prací, které se převážně zabývají hodnocením sedimentů, včetně stratigrafie (Wells et al. 2002; Hu et al. 2014), a také prací orientovaných pedologicky (Adderley et al. 2002; Ibáñez-Asensio et al. 2013; Cancelo-González et al. 2014). Mimo disciplín spadajících do oblasti věd o Zemi nacházejí výsledky kolorimetrických měření uplatnění i v řadě odlišně zaměřených oborů lidské činnosti, například v archeologii (Oestmo 2013; Ruiz-Pereira 2014), v restaurátorství, malířství a dalších umělecky orientovaných oborech (Cochrane 2014), v potravinářství (Kljak et al. 2014; Sánchez-Zapata et al. 2011; García-Marino et al. 2013) nebo v lékařství (Chang et al. 2012). Analýzy bývají prováděny ve dvou barevných prostorech – CIE L\*a\*b\* a CIE L\*C\*h\*. Podrobnou charakteristiku obou barevných prostorů, jejich vzájemný vztah i možnosti využití uvádí např. Zmeškal et al. (2002), Viscarra Rossel et al. (2006) a Korifi et al. (2013). Je velmi pravděpodobné, že k objektivnímu hodnocení barev hornin, půd apod. bude možno

využít i mobilní telefony s kamerou, vybavené potřebným softwarem, umožňujícím charakterizovat barvu pomocí parametrů užívaných Munsellovým systémem nebo systémem CIE (Gómez-Robledo et al. 2013).

V tomto článku jsou sumarizována data získaná kolorimetrickým měřením pomocí spektrofotometru SP 62 na velkém souboru vzorků vápenců z velkolomu Mokrý v Moravském krasu, a to jako součást komplexního studia hornin z této lokality. Některé poznatky mají zásadní význam z hlediska volby pracovních postupů.

### Materiál a metody

K výzkumu bylo použito 120 vzorků vápenců a vápnitých siliciklastik (siltových břidlic) odebraných ve všech třech částech velkolomu Mokrý. V tomto souboru vzorků jsou zastoupeny jak světlé a relativně čisté vápence macoškého souvrství, tak zpravidla výrazně tmavší a na nekarbonátovou složku bohatší vápence souvrství líšeňského a březinského, provázené výše zmíněnými siliciklastiky (nejzákladnější údaje o petrografických poměrech ve velkolomu Mokrý uvádí např. Rez 2010). Vzorky o hmotnosti zhruba 400 gramů byly vysušeny, rozdrčeny a následně rozemlety v planetovém mlýnu. Rozkladem v kyselině octové (8 %) byl v rozpráškovaných vzorcích stanoven podíl nerozpustné (nekarbonátové) složky. Ze vzorků vápenců byly zhotoveny nábrusy o rozměrech minimálně 15 × 15 mm.

Kolorimetrická měření byla provedena na všech 120 horninových vzorcích (na lomných plochách), na 71 nábrusech vápenců, které byly pro tato měření vhodné (naleštěná plocha byla barevně víceméně jednotná), a také na rozpráškovaných horninových vzorcích.

Tab. 1: Vápence z velkolomu Mokrý ve standardních barevných prostorech CIE L\*a\*b\* a CIE L\*C\*h°.

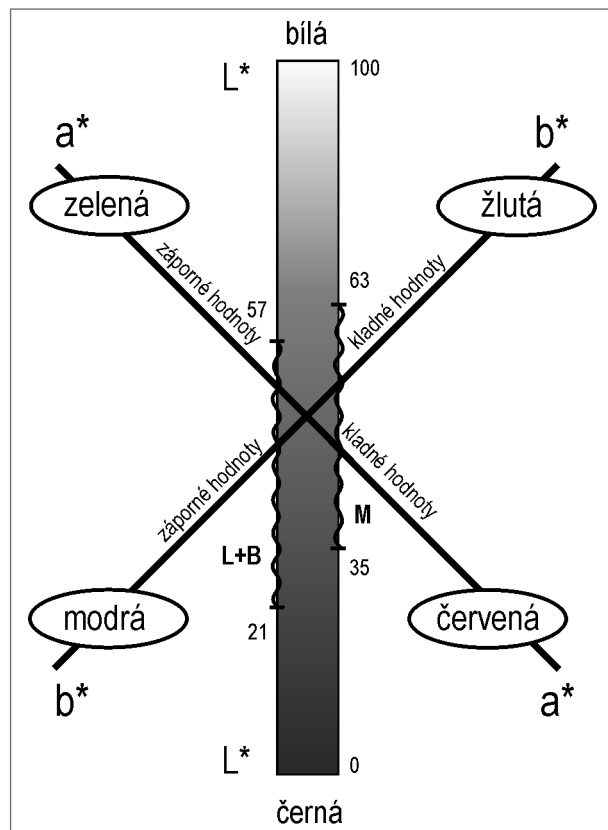
Table 1: Limestones from the Mokrý Quarry in standard color spaces CIE L\*a\*b\* a CIE L\*C\*h°.

		macošské souvrství				líšeňské souvrství				březinské souvrství			
		LP	N	PV	PS	LP	N	PV	PS	LP	N	PV	PS
L*	min.	34,80	38,50	83,30	85,60	25,10	26,50	62,10	67,70	21,00	30,10	59,40	67,70
	max.	63,10	51,60	93,20	94,00	56,90	48,60	89,40	90,50	55,90	56,20	82,30	84,30
	med.	47,80	45,40	87,60	89,60	34,80	35,80	76,60	80,10	33,80	34,80	73,20	78,90
a*	min.	0,60	0,54	0,48	0,33	-0,83	-0,12	0,12	0,18	0,17	0,12	0,76	0,62
	max.	5,08	5,08	1,38	1,17	4,04	2,97	2,39	1,96	1,65	1,71	2,29	1,82
	med.	1,00	1,01	0,67	0,56	0,70	0,63	1,60	1,22	0,32	0,42	1,14	0,87
b*	min.	2,95	2,97	3,41	2,87	0,71	0,40	4,09	3,17	0,46	0,67	4,89	3,64
	max.	17,13	14,43	10,81	9,35	16,88	11,01	12,21	10,35	7,18	6,05	10,06	7,78
	med.	4,58	4,49	4,69	3,76	2,82	2,62	7,63	6,00	1,26	1,43	6,78	5,40
C*	min.	3,01	3,03	3,48	2,91	0,74	0,47	4,15	3,21	0,52	0,68	5,03	3,75
	max.	17,87	15,21	10,90	9,43	16,99	11,40	12,29	10,42	7,37	6,28	10,20	7,86
	med.	4,68	4,66	4,75	3,80	2,89	2,71	7,86	6,17	1,32	1,50	6,86	5,59
h°	min.	73,47	70,49	78,75	66,68	68,43	57,33	74,58	73,00	61,51	65,06	74,82	72,92
	max.	83,94	84,81	86,37	87,21	106,82	93,05	88,71	87,56	81,39	83,08	83,54	83,71
	med.	77,38	77,03	81,53	81,19	76,76	75,65	78,72	78,92	75,98	75,87	79,40	79,16

Při měření rozpráskovaných vzorků byly použity dva rozdílné postupy: a) prášek byl nasypán na podložku, povrch jeho několik mm silné vrstvy byl srovnán, lehce stlačen pravítkem a na takto připravené ploše bylo provedeno kolorimetrické měření (v tabulce 1 tento postup označen jako PV), b) prášek v „bezbarvém“ sáčku z nízkohustotního PE byl umístěn na podložku, tlakem pravítka byla

na povrchu sáčku vytvořena rovná plocha a současně byly odstraněny vzduchové bubliny mezi práškem a PE-fólií, potom bylo provedeno měření (PS v tab. 1). Druhý z postupů snižuje riziko znečištění přístroje. Měření byla realizována na katedře geologie PřF UP Olomouc pomocí spektrofotometru SP 62 v režimu SPIN, D65, zorný úhel 10°, snímáno bylo viditelné spektrum v rozsahu 400 až 700 nm. Každé měření sestávalo ze dvou dílčích, z nichž byl vypočten průměr, s nímž se dále pracovalo.

Kolorimetrická data jsou vyjádřena v barevných prostorech CIE L\*a\*b\* a CIE L\*C\*h°. Ve standardním barevném prostoru CIE L\*a\*b\* jsou tři navzájem kolmé osy: měrná světlost L\* a dvě chromatické osy a\* a b\*. Měrná světlost nabývá hodnot



Obr. 1: Schématické znázornění standardního barevného prostoru CIE L\*a\*b\*.

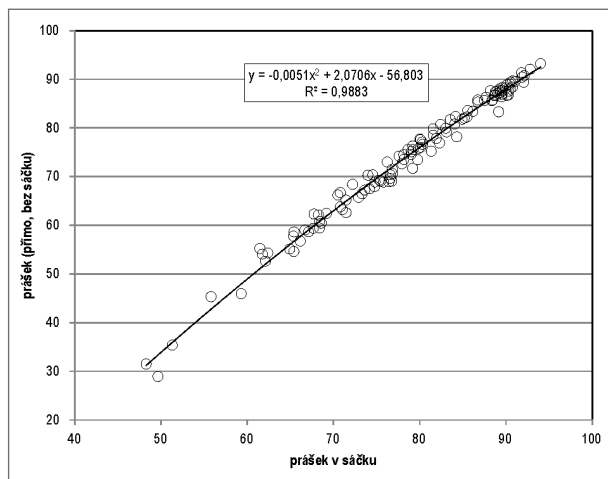
Fig. 1: Schematic drawing of a standard color space CIE L\*a\*b\*.

### Výsledky a diskuze

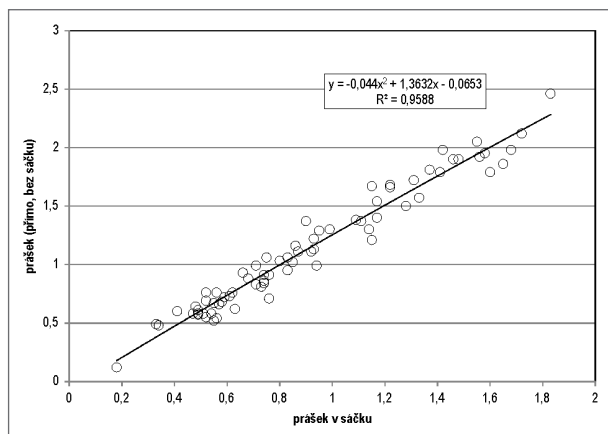
Výsledky všech provedených kolorimetrických měření jsou sumarizovány v tabulce 1. Významné nebo zajímavé poznatky jsou komentovány v následujících odstavcích:

1. Kolorimetrická měření provedená pomocí spektrálního fotometru SP 62 jsou dobře reprodukovatelná v případě barevně víceméně homogenních nábrusů a rozpráskovaných hornin. Při opakovaných měřeních na relativně rovných lomných plochách vápenců byly sice zjištěny rozdílné hodnoty měrné světlosti (L\*) i určité rozdíly v hodnotách obou chromatických parametrů (a\* a b\* nebo C\* a h°), avšak intervaly naměřených hodnot jsou natolik úzké, že i výsledky měření na lomných plochách hornin lze považovat za použitelné.

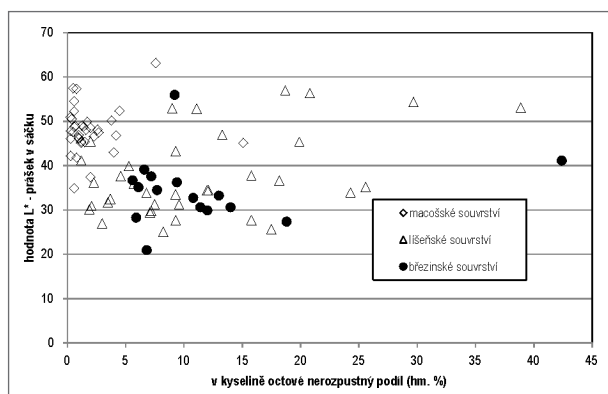
2. Nejvhodnějším materiálem pro kolorimetrická měření jsou rozpráskované vzorky. V případě hornin z velkolomu Mokrý byl rozpráskováním odstraněn problém s barevnou nehomogenitou některých vápenců a obecně může být „prášek“ využit ke kolorimetrii hornin, jejichž zrnitost neumožňuje provedení reprezentativních měření na horninovém vzorku. Oba výše popsané postupy měření práškových preparátů poskytují rozdílné výsledky, a to zejména v případě měrné světlosti, která je při měření za použití sáčku vyšší, a to velmi výrazně u vzorků s nízkými hodnotami L\* až zcela nepodstatně u vzorků s vysokými hodnotami L\* (obr. 2). Nutno poznamenat, že výsledek měření je ovlivněn vlastnostmi fólie, z níž je sáček zhotoven (včetně tloušťky fólie). Obrázek 2 dokumentuje i výraznou



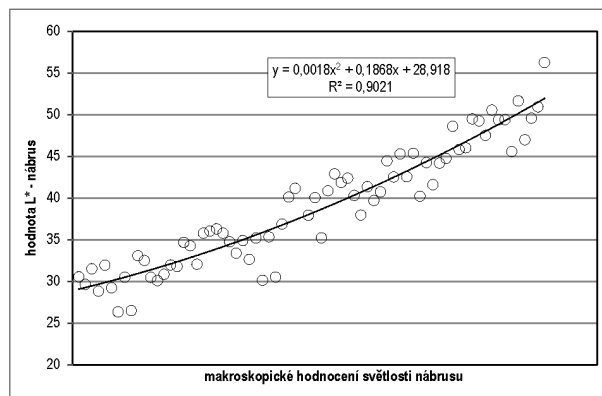
Obr. 2: Vztah měrné světlosti  $L^*$  prášku v sáčku a prášku měřeného přímo (bez sáčku).  
Fig. 2: Correlation of specific lightness  $L^*$  of the powder analysed in a plastic bag and directly (outside).



Obr. 3: Vztah chromatického parametru  $a^*$  prášku v sáčku a prášku měřeného přímo (bez sáčku).  
Fig. 3: Correlation of a chromatic parameter  $a^*$  of the powder analysed in a plastic bag and directly (outside).



Obr. 4: Vztah mezi množstvím nekarbonátové složky ve vápenci a měrnou světlostí  $L^*$  zjištěnou měřením prášku v sáčku.  
Fig. 4: Correlation of the amount of carbonate component in limestone and the specific lightness  $L^*$  of the powder in a plastic bag.



Obr. 5: Vztah mezi vizuálním hodnocením pozice naleštěné plochy vápence v řadě černá–bílá a měrnou světlostí  $L^*$  změřenou na této ploše.  
Fig. 5: Correlation between visual evaluation of the position of limestone polished area in the black–white scale and a specific lightness  $L^*$  of this area.

pozitivní korelaci mezi hodnotami měrné světlosti zjištěnými oběma postupy (koeficient determinace  $R^2$  je 0,99). Hodnoty  $a^*$  a  $b^*$  stanovené oběma postupy jsou vždy kladné a nízké (tab. 1),  $R^2$  je u obou chromatických parametrů shodně 0,96, hodnota  $b^*$  stanovená měřením za použití sáčku je vždy o něco nižší (alespoň v daném intervalu hodnot), vztahy v případě  $a^*$  jsou zřejmé z obrázku 3.

3. Vztahy mezi hodnotami  $L^*$ ,  $a^*$  a  $b^*$  zjištěnými měřeními na prášku v sáčku (PS), lomné ploše vzorku (LP) a na nábrusu (N) lze hodnotit takto: V případě  $L^*$  existuje významná pozitivní korelace mezi hodnotami stanovenými na LP a na N ( $R^2 = 0,72$  pro polynomickou funkci), mezi hodnotami zjištěnými na PS a na N ( $R^2 = 0,69$ ), ne však mezi hodnotami na LP a na PS (pozitivní korelace s  $R^2 = 0,31$ ). Pro jednotlivé vzorky ve většině případů platí, že nejnižší hodnoty  $L^*$  byly zaznamenány u LP a N, přičemž zpravidla  $LP < N$ . Hodnoty  $L^*$  pro PV a PS jsou vždy výrazně vyšší a vždy  $PV < PS$ .

U obou chromatických parametrů je významná pozitivní korelace jedině mezi výsledky měření na LP a na N, a to pouze v případě  $a^*$  ( $R^2 = 0,56$ ).

4. Karbonátové horniny macošského, líšeňského a březinského souvrství vznikly za rozdílných podmínek (viz např. Rez 2010), a s tím souvisí obecně známé rozdíly v jejich složení („čisté“ vápence macošského souvrství versus na nekarbonátovou složku zpravidla bohaté vápence líšeňského a březinského souvrství) a také v barvě (světlé vápence macošského souvrství, často tmavé až téměř černé vápence líšeňského a březinského souvrství). Pokud jde o barvu, je rozdíl mezi vápenci těchto souvrství zřejmý z údajů v tabulce 1 a také z obrázku 1, na němž jsou vyjádřena rozpětí hodnot měrné světlosti ( $L^*$ ) pro vápence macošského souvrství (M) a souvrství líšeňského a březinského ( $L+B$ ). Obrázek 4 znázorňuje vztah mezi obsahem nekarbonátové složky a měrnou světlostí vápenců macošského, líšeňského a březinského souvrství.

5. Na obrázku 5 je srovnání vizuálního hodnocení barvy nábrusů (na vodorovné ose – nábrusy jsou seřazeny od nejtmašího vlevo k nejsvětějšímu vpravo) s naměřenými hodnotami měrné světlosti. Je zřejmé, že vizuální

hodnocení je poměrně spolehlivé pokud jde o rozlišení mezi tmavší a světlejší horninou ve škále bílá-černá.

### Závěr

Na rozdíl od vizuálního hodnocení umožňují kolorimetrická měření vyjádřit barvu horniny exaktně. Reprezentativní měření pomocí spektrálního fotometru SP 62 jsou proveditelná na rozpráskovaných horninových vzorcích a na relativně rovných lomných plochách jemnozrnných nebo celistvých hornin (případně na nábrusech z těchto hornin). Ve srovnávaném souboru vzorků musí být měření realizována za stejných podmínek. To platí i pro měření rozpráskovaných horninových vzorků v „bezbarvých“ sáčcích (nutno použít sáčky zhotovené ze stejného materiálu). Použitý spektrální fotometr není vhodný pro

terénní měření, na trhu jsou však v současné době k dispozici i analogické přístroje v „outdoorovém“ provedení (užívané již běžně např. v archeologii a pedologii).

V případě karbonátových hornin z velkolomu Mokrá lze na základě kolorimetrických měření (podle hodnoty měrné světlosti  $L^*$ ) orientačně posoudit množství nekarbonátové složky ve studované hornině. V řadě případů lze měrnou světlost vápence využít k jeho přiřazení k jednotlivým litostratigrafickým členům a k případným korelačním účelům v dobývacím prostoru ložiska Mokrá. Některé v diskuzi naznačené závislosti bude nutno ještě prověřit na kvantitativně rozsáhlejším souboru vzorků jak z velkolomu Mokrá, tak případně i z dalších lokalit v j. části Moravského krasu.

### Literatura

- Adderley, W. P. – Simpson, I. A. – Davidson, D. A. (2002): Colour description and quantification in mosaic images of soil thin sections. – *Geoderma* 108, 181–195.
- Cancelo-González, J. – Cachaldora, C. – Díaz-Fierros, F. – Prieto, B. (2014): Colourimetric variations in burnt granitic forest soils in relation to fire severity. – *Ecological Indicators* 46, 92–100.
- Cochrane, S. (2014): The Munsell Color System: A scientific compromise from the world of art. – *Studies in History and Philosophy of Science* 47, 26–41.
- García-Marino, M. – Escudero-Gilete, M. L. – Heredia, F. J. – Escribano-Bailón, M. T. – Rivas-Gonzalo, J. C. (2013): Color-co-pigmentation study by tristimulus colorimetry (CIELAB) in red wines obtained from Tempranillo and Graciano varieties. – *Food Research International* 51, 123–131.
- Gómez-Robledo, L. – López-Ruiz, N. – Melgosa, M. – Palma, A. J. – Capitán-Vallvey, L. F. – Sánchez-Marañón, M. (2013): Using the mobile phone as Munsell soil-colour sensor: An experiment under controlled illumination conditions. – *Computers and Electronics in Agriculture* 99, 200–208.
- Hu, X.-F. – Du, Y. – Guan Ch.-L. – Xue, Y. – Zhang, G.-L. (2014): Color variations of the Quaternary Red Clay in southern China and its paleoclimatic implications. – *Sedimentary Geology* 303, 15–25.
- Chang, J.-Y. – Chen, W.-Ch. – Huang T.-K. – Wang J.-Ch. – Fu, P.-S. – Chen J.-H. – Hung Ch.-Ch. (2012): Evaluating the accuracy of tooth color measurement by combining the Munsell color system and dental colorimeter. – *Kaohsiung Journal of Medical Sciences* 28, 490–494.
- Ibáñez-Asensio, S. – Marqués-Mateu, A. – Moreno-Ramón, H. – Balasch, S. (2013): Statistical relationships between soil colour and soil attributes in semiarid areas. – *Biosystems Engineering* 116, 120–129.
- Jiránek, J. (1981): Objektivní hodnocení barev hornin a minerálů. – *Geologický průzkum* 23, 5, 149–151.
- Kljak, K. – Grbeša, D. – Karolyi, D. (2014): Reflectance colorimetry as a simple method for estimating carotenoid content in maize grain. – *Journal of Cereal Science* 59, 109–111.
- Korifi, R. – Le Dréau Y. – Antinelli, J.-F. – Valls, R. – Dupuy, N. (2013): CIEL\*a\*b\* color space predictive models for colorimetry devices – Analysis of perfume quality. – *Talanta* 104, 58–66.
- Oestmo, S. (2013): Digital imaging technology and experimental archeology: a methodological framework for the identification and interpretation of fire modified rock (FMR). – *Journal of Archaeological Science* 40, 4429–4443.
- Rez, J. (2010): Strukturně-geologický vývoj jižní části Moravského krasu. – MS, disertační práce, PŘF MU Brno. (dostupné on-line)
- Ruiz, J. F. – Pereira, J. (2014): The colours of rock art. Analysis of colour recording and communication systems in rock art research. – *Journal of Archaeological Science* 50, 338–349.
- Sánchez-Zapata, E. – Fuentes-Zaragoza, E. – Navarro-Rodríguez de Vera, C. – Sayas, E. – Sendra, E. – Fernández-López, J. – Pérez-Alvarez, J. A. (2011): Effects of tuna pâté thickness and background on CIEL\*a\*b\* color parameters and reflectance spectra. – *Food Control* 22, 1226–1232.
- Viscarra Rossel, R. A. – Minasny, B. – Roudier, P. – McBratney, A. B. (2006): Colour space models for soil science. – *Geoderma* 133, 320–337.
- Wells, N. A. – Konowal, M. – Sundback, S. A. (2002): Quantitative evaluation of color measurements II. Analysis of Munsell color values from the Colton and Green River Formations (Eocene, central Utah). – *Sedimentary Geology* 151, 17–44.
- Zmeškal, O. – Čeppan, M. – Dzik, P. (2002): Barevné prostory a správa barev. [[http://www.fch.vutbr.cz/lectures/imagesci/download/stud06\\_rozn02.pdf](http://www.fch.vutbr.cz/lectures/imagesci/download/stud06_rozn02.pdf)].

# NÁLEZ HLINÍKEM BOHATÝCH SPINELIDŮ A KORUNDU VE STRUSKÁCH PO TAVBĚ STŘÍBRNÝCH RUD ZE STŘÍBRNÝCH HOR NA HAVLÍČKOBRODSKU

Finding of the aluminum-rich spinelides and corundum in the slags produced by silver metallurgy from the Stříbrné Hory in the Havlíčkův Brod Ore District

Kateřina Janíčková, Zdeněk Dolníček

Katedra geologie, PŘF UP Olomouc, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: janickova.katerina@email.cz

(23-22 Žďár n. Sázavou)

**Key words:** Havlíčkův Brod Ore District, spinelides, corundum, slag, silver smelting

## Abstract

*This work deals with the unique association formed by spinelides and corundum in historical slag after smelting of silver ore from the site Stříbrné Hory in the Havlíčkův Brod Ore District. To study these phases, polarizing microscope and electron microprobe (WDX and EDX) were used. The slag consists primarily of glass and residual quartz, which also contained sillimanite needles. During smelting the quartz and sillimanite have been partially melted and aluminium-rich spinelides crystallized in the surrounding glass. Euhedral crystals of spinelides range 5 to 25 µm in size and are composed predominantly of hercynite (55–58 mol. %), to a lesser extent gahnite (21–24 mol. %), spinel (18–24 mol. %) and galaxite (4–5 mol. %). Corundum probably originated during the smelting from secondary mullite at temperatures around 1 300 °C. Corundum together with glass form a paramorphosis after sillimanite aggregate.*

## Úvod

Silikátové strusky vznikaly při tavení stříbrné rudy v peci roztavením nečistot z rudy, popelovin z použitého paliva a eventuálně i přidaných struskotvorných přísad. Díky nižší hustotě struska plavala nad vyredukovaným kovem. Kromě novotvořených fází (krystalizujících z taveniny) mohou strusky obsahovat i neroztavené reliktu vsázky spolu s dřevěným uhlím. Detailní studium strusek nám umožňuje poznat jejich fázové a chemické složení a následně rekonstruovat technologii hutnění a provenienci použitých surovin. Tyto artefakty mohou také pomoci datovat hutnické aktivity na lokalitě a podle objemu struskových hald přibližně určit rozsah těžby a hutnické výroby (Nováček 2001).

V předložené práci přinášíme popis neobvyklé minerální asociace ve strusce ze Stříbrných Hor, vzniklé na úkor sillimanitu. Nález je zajímavý vzhledem ke skutečnosti, že ve struskách sillimanit nebývá běžnou součástí.

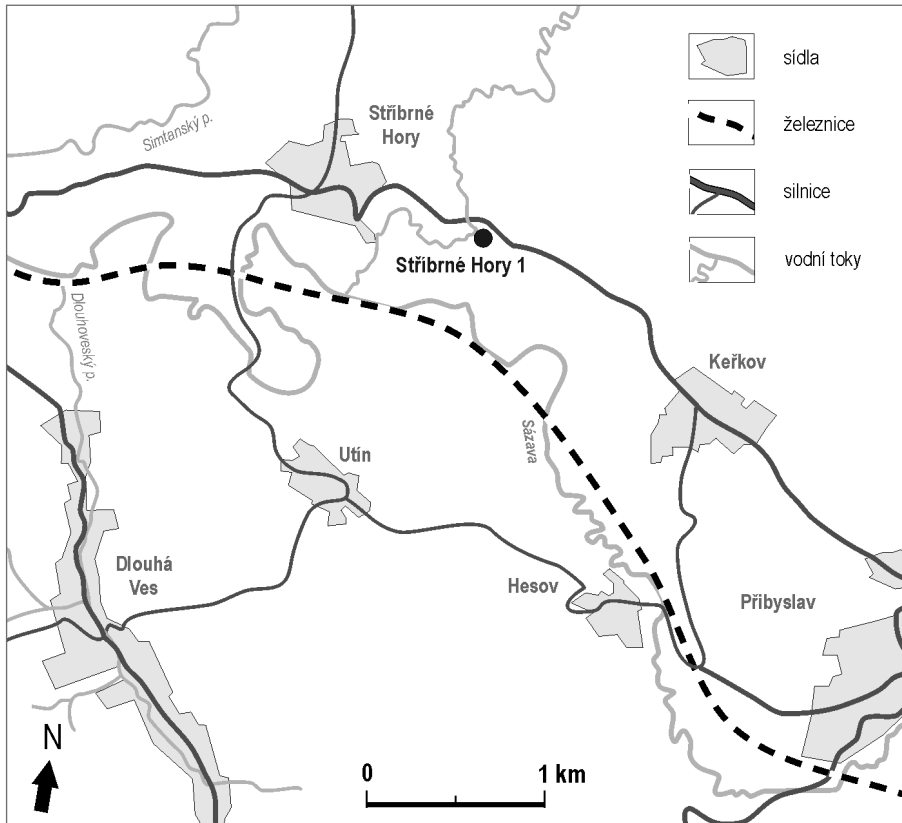
Rozkvet těžby polymetalických rud v havlíčkobrodském revíru je datován do 2. pol. 13. stol. V okolí Stříbrných Hor bylo centrem hornických aktivit sídliště Herliwinberg. V pozdější době, přibližně od konce 13. století do 2. pol. 14. stol., dochází k úpadku těžby a zániku hornických sídlišť (Rous 2003). Kromě vytěžení nejbohatších a snadno dostupných partií zrudnění byl další příčinou útlumu hornictví v dané oblasti také nález kvalitní stříbrné rudy na Kutnohorsku (Stránský et al. 2001; Rous 2003). Těžba v okolí Stříbrných Hor nabyla nového rozmachu v 16. a 17. století. V této době docházelo v „horách přibyslavských“ k obnovování starých důlních děl i k ražbě děl nových. Díky rozvoji hornictví došlo k růstu vesnice Šicendorf a hornického sídliště Silberberg, které dnes spolu tvoří obec

Stříbrné Hory (Rous 2003). O provozu zpracovatelských areálů v okolí Borovského potoka svědčí také nálezy několika torz mlecích kamenů z rudních mlýnů (Rous et al. 2005).

## Materiál a metodika

Při odběru vzorků strusek pro diplomovou práci autorky (Janíčková 2013) byl v roce 2010 na lokalitě Stříbrné Hory 1 (vzdálené přibližně 800 m od centra obce Stříbrné Hory směrem na Přibyslav) nalezen také vzorek strusky s hliníkem bohatými spinelidy a korundem. Lokalita se nachází v zářezu levého břehu Borovského potoka, asi 20 metrů od mostu po směru toku (obr. 1). Z odebraného vzorku (označen 1.4) byly vyhotoveny leštěné výbrusy, které byly následně studovány v polarizačním mikroskopu v odraženém a procházejícím světle. Vzorek strusky 1.4 byl sklovitý s velkým podílem křemenných zrn. Sklo při zbrúšení výbrusu na standardní tloušťku nebylo průhledné, v místech ztenčení mělo žlutohnědou barvu a byla pozorována sférolitická struktura po rekrystalizaci skelné fáze. Zrna křemene byla přítomna v celé ploše výbrusu, nejvíce při okrajích vzorku, obvykle byla zakalená, popraskaná a s undulózním zhašením. Struska obsahovala velké množství drobných nepravidelných až okrouhlých porů. Ve výbruse byla také zachycena kompozičně nehomogenní okrouhlá sulfidická kapka složená z pyrotinu a rudashevskytu a s kostrovitým krystalem olivínu (Janíčková et al. 2012).

Nalezené spinelidy byly analyzovány v Ústavu geologických věd PŘF MU v Brně elektronovou mikrosondou Cameca SX 100 ve WDX módu, korund byl vzhledem k nepatrné velikosti zrn pouze ověřen pomocí EDX. Analýzy provedl dr. Petr Gadas. Pro analýzy spinelidů bylo



Obr. 1: Geografická pozice studované lokality. Bod Stříbrné Hory 1 označuje odběrové místo strusky 1.4 (upraveno podle www.mapy.cz).

Fig. 1: Geographic position of the studied site. Point Stříbrné Hory 1 represents location of site, where slag 1.4 was found (modified from www.mapy.cz).

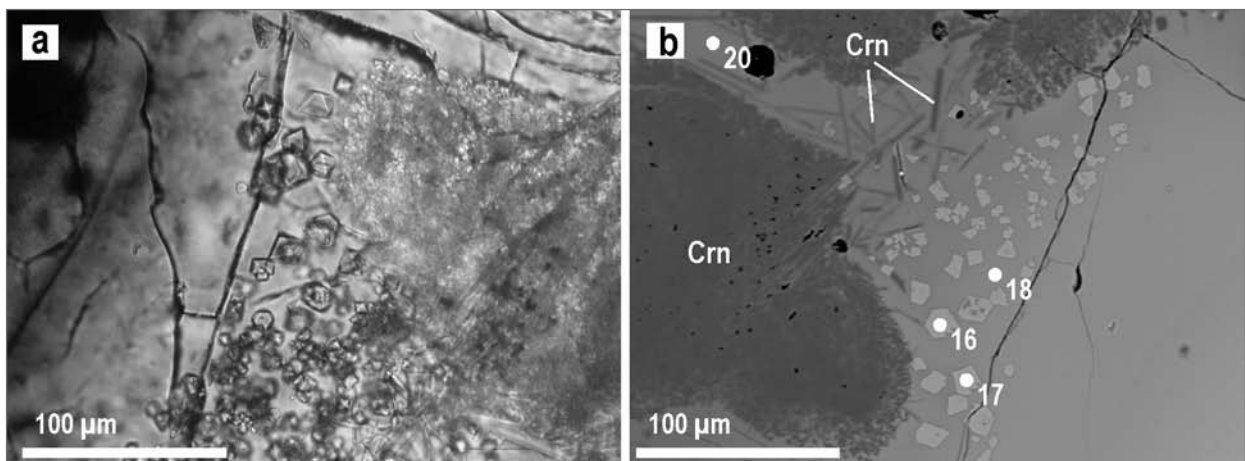
použito napětí 15 kV, proud 20 nA, průměr elektronového svazku 2  $\mu\text{m}$  a následující standardy:  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  (Mg, Al), spessartin (Si, Mn), titanit (Ti), chromit (Cr), wollastonit (Ca), hematit (Fe),  $\text{ScVO}_4$  (V),  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$  (Ni), gahnit (Zn). Pro analýzu skla bylo použito napětí 15 kV, proudu 10 nA, průměr elektronového svazku 5  $\mu\text{m}$  a následující standar-

dy: albit A (Na), almandin (Fe), baryt (Ba), gahnit (Zn), chromit (Cr),  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4$  (Ni), pyrop (Mg),  $\text{ScVO}_4$  (V), sanidin (K), spessartin (Si, Al, Mn),  $\text{SrSO}_4$  (Sr), titanit (Ti), topaz (F), vanadinit (Cl), wollastonit (Ca).

**Výsledky**

Sillimanit byl nalezen v jediném vzorku strusky v několika zrnech křemene. Tvořil zprohýbané vějířovité a vláknité agregáty či jednotlivé kratší rovné jehlice. Hliníkem bohaté spinelidy s korundem byly nalezeny pouze v okolí jehlic sillimanitu, které byly spolu s křemenem při kontaktu se struskovou sklovinou nataveny. Při větším nahloučení jehlic byl agregát sillimanitu neprůhledný a zakalený. Jednotlivé jehlice sillimanitu byly bezbarvé a bez zakalení, interferenční barvy se pohybovaly mezi bílou až oranžovou I. řádu. Křemen byl popraskaný a místy slabě zakalený.

Hliníkem bohaté spinelidy s korundem se nacházely v bezbarvém skle v blízkosti nataveného sillimanitu či jsou v bezprostředním kontaktu se sillimanitem. Spinelidy tvořily mnohdy hustě nahloučené polohy různě velkých v průhledu bezbarvých až lehce nazelenalých automorfně omezených oktaedrů o velikosti nejčastěji



Obr. 2: Texturní rysy studované hliníkem bohaté minerální asociace vzorku 1.4. a – automorfní krystaly spinelidů ve skle v sousedství špatně průhledných agregátů tvořených korundem a sklem (výbrus, procházející světlo, PPL); b – světle šedé spinelidy ve skle (tmavší šedá) lemují agregáty složené z korundu a skla (Crn) (BSE, foto P. Gadas). Čísla v obrázku odpovídají číslům analýz v tabulce 1.

Fig. 2: Textural features of studied aluminium-rich mineral assemblage in the sample 1.4. a – euhedral crystals of spinelides in the glass adjacent to the poorly transparent aggregates formed by corundum and glass (thin section, transmitted light, PPL); b – light gray spinelides in glass (darker gray) lining an aggregate composed of corundum and glass (Crn) (BSE, photo by P. Gadas). Numbers in the figure correspond to the numbers of the analyses in table 1.

Tab. 1: Výsledky WDX analýz spinelidů a skla (hm. %) ve vzorku 1.4. Empirický vzorec spinelidů je přepočítán na čtyři atomy kyslíku. V případě, že to bylo možné, je dvojmocné a trojmocné železo rozpočteno na sumu 3 kationtů. Obsahy koncových členů jsou uvedeny v mol. %.

Tab. 1: Results of WDX analyses of spinelides and glass (wt.%) in the sample 4.1. Empirical formulae of spinelides are based on four oxygen atoms. If possible, the divalent and trivalent iron is recalculated on the sum of three cations per formula unit. The contents of endmembers are given in mol. %.

Spinelidy				Sklo		
Číslo analýzy	16	17	19	Číslo analýzy	18	20
SiO <sub>2</sub>	0,33	0,05	0,04	SiO <sub>2</sub>	49,68	54,42
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,05	0,01	TiO <sub>2</sub>	0,64	1,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,80	59,43	58,77	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,42	21,37
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,08	0,07	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,33	0,16	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	1,20	MgO	1,28	3,08
MgO	5,43	5,65	4,09	CaO	4,35	1,12
CaO	0,08	0,04	0,05	MnO	2,39	0,36
MnO	1,76	1,61	2,07	FeO	13,71	8,60
FeO	23,27	23,13	23,24	ZnO	0,92	0,17
NiO	0,04	0,05	0,01	BaO	0	0,09
ZnO	9,66	10,26	11,02	Na <sub>2</sub> O	1,15	1,60
Suma	99,77	100,68	100,73	K <sub>2</sub> O	3,76	5,36
Si <sup>4+</sup>	0,009	0,001	0,001	F	0,08	0,21
Ti <sup>4+</sup>	0,001	0,001	0	Cl	0,00	0,02
Al <sup>3+</sup>	1,960	1,966	1,964	Suma	98,41	98,34
V <sup>3+</sup>	0,002	0	0,001			
Cr <sup>3+</sup>	0,005	0,007	0,004			
Fe <sup>3+</sup>	0	0	0,026			
Mg <sup>2+</sup>	0,229	0,236	0,173			
Ca <sup>2+</sup>	0,002	0,001	0,002			
Mn <sup>2+</sup>	0,042	0,038	0,050			
Fe <sup>2+</sup>	0,551	0,543	0,551			
Ni <sup>2+</sup>	0,001	0,001	0			
Zn <sup>2+</sup>	0,202	0,213	0,231			
Σ kat	2,994	2,996	3,000			
Σ M <sup>3+</sup>	1,967	1,966	1,994			
Σ M <sup>2+</sup>	1,027	1,030	1,006			
mol. % koncových členů						
Gahnit	23,0	21,9	23,0			
Hercynit	54,8	55,3	53,4			
Spinel	17,2	17,7	17,3			
Galaxit	5,0	5,1	5,0			
Magnetit	-	-	1,3			

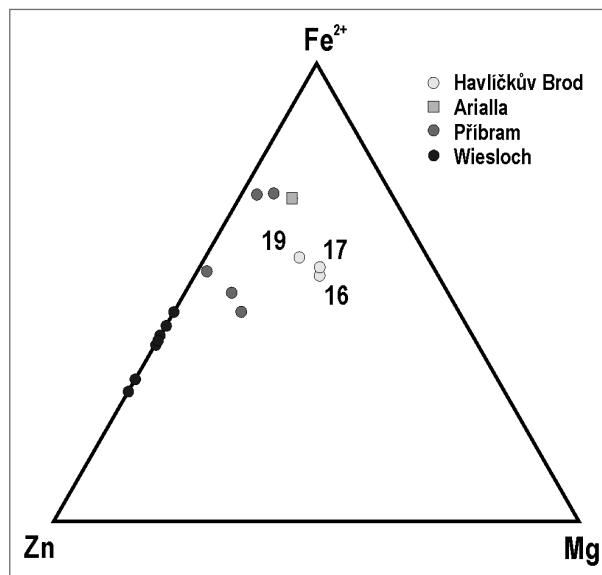
od 5 do 25 μm. Zonálnost nebyla pozorována u žádného ze zrn ani ve světelném mikroskopu, ani v obraze BSE (obr. 2). Reprezentativní kvantitativní chemické analýzy jsou v tabulce 1. Převažující komponentou spinelidů byl hercynit (53–55 mol. %), v menším množství se dále objevuje gahnitová (22–23 mol. %), spinelová (17–18 mol. %) a galaxitová komponenta (5 mol. %), v analýze č. 19 byla potvrzena také magnetitová komponenta (1,3 mol. %). Korund byl potvrzen mikrosondou a tvořil spolu se sklem pseudomorfozy po sillimanitu. Korund byl bezbarvý a tvořil jemnozrnné izometrické až lištovité agregáty. Úzké lišty byly nejčastěji dlouhé okolo 30 μm. Korund a spinelidy se nacházely jen v nejbližším okolí sillimanitu v průhledné

sklovině vzniklé z nataveného křemene. V tmavší hnědé sklovině strusky (z partií neobsahujících uzavřeniny sillimanitu) už žádné z těchto fází nalezeny nebyly. Průhledné sklo analyzované v okolí výše popsaných fází (tab. 1) má na rozdíl od skel popsaných z okolí jiných fází strusky zvýšené obsahy některých oxidů (20,4–21,4 hm. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 8,6–13,7 hm. % FeO a 0,4–2,4 hm. % MnO) a naopak nižší obsah ZnO (0,17–0,92 hm. %). Pro srovnání se obsahy Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve skle z jiných vzorků strusek z havlíckobrodského revíru pohybovaly v rozmezí 2,5–13,4 hm. %, FeO v rozmezí 1,3–7,6 hm. %, MnO v rozmezí 0,20–5,27 a ZnO v rozmezí 0,37–6,11 hm. % (Janičková 2013). Chemické složení skla odpovídá fázím obklopeným sklem, proto jsou nejvíce zvýšené právě ty oxidy, které se podílejí na složení spinelidů a korundu (Janičková 2013).

### Diskuze a závěr

Tavba strusek probíhá při běžném tlaku v teplotním rozmezí 1 100 až 1 300 °C (Mannase a Mellini 2002). Shaw a Arima (1998) však stanovili pro přímou přeměnu sillimanitu na korund při teplotě 1 100 °C tlak 12 kbar. Takových podmínek ovšem nebylo možné v běžné středověké peci dosáhnout.

Jako daleko pravděpodobnější se proto jeví možnost vzniku korundu ze sekundárního mullitu, který při běžném tlaku může začít ze sillimanitu vznikat za teplot od přibližně 1 300 °C (Bartouška et al. 2007). Při další interakci mullitu se sklem bohatým na hliník (až 21,4 hm. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) mohl vznikat čistý korund a spinelidy s neobvyklým složením. Jak uvádí Kušnierová et al. (2011), obdobně se chovaly elektrárenské popílků, které obsahovaly krysta-



Obr. 3: Znázornění chemismu spinelidů řady gahnit-hercynit-spinel. Čísla v diagramu odpovídají číslům analýz v tab. 1. Srovnávací data jsou ze strusek z Arially (Manasse a Mellini 2002), Příbrami (Ettler et al. 2001, 2009) a Wieslochu (Ströbele et al. 2010).

Fig. 3: Visualization of the chemistry of spinelides of the gahnite-hercynite-spinel series. The numbers in the diagram correspond to the numbers of analyses in tab. 1. Comparative data are from slags from Arialla (Manasse and Mellini 2002), Příbram (Ettler et al. 2001, 2009) and Wiesloch (Ströbele et al. 2010).



lický mullit (2,9 hm. %) a amorfní fázi složenou převážně z  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (23,7 hm. %) a  $\text{SiO}_2$  (64 hm. %). Při zvyšování teploty od 850 do 1 050 °C docházelo ke snížení množství skelné fáze a přibývání sekundárního mullitu (33,8 hm. %) doprovázeného vznikem korundu (1,4 hm. %), spinelů (2,1 hm. %) a křemene (0,9 hm. % křemene) (Kušnierová et al. 2011). Při ochlazení hliníkem velmi bohaté skloviny vznikly v konečné fázi spinelidy nezvyklého složení, které jsou ve středověkých struskách po tavně barevných kovů unikátní (obr. 3).

### Poděkování

Autoři děkují dr. Petru Gadasovi (MU Brno) za asistenci při práci na elektronové mikroskopě. Práce byly finančně podpořeny projekty IGA UP PŘF/2012/004 a IGA UP PŘF/2013/010.

### Literatura

- Bartouška, M. – Bauer, L. – Bubeník, J. – Exnar, P. – Hulínský, V. – Kloužek, J. – Maryška, M. – Matěj, J. – Němec, L. – Nováková, H. – Ohlídal, M. – Smrček, A. – Ullrich, J. (2007): Glass defects. – Práh. Praha.
- Ettler, V. – Červinka, R. – Johan, Z. (2009): Mineralogy of medieval slags from lead and silver smelting (Bohutín, Příbram district, Czech republic): towards estimation of historical smelting condition. – *Archaeometry* 51, 6, 987–1007.
- Ettler, V. – Legendre, O. – Bodéan, F. – Touray, J.-C. (2001): Primary phases and natural weathering of old lead-zinc pyrometallurgical slag from Příbram, Czech Republic. – *The Canadian Mineralogist*, 39, 873–888.
- Janíčková, K. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2012): Fázové složení strusek po tavně stříbrných rud na havlíčkobrodsku. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, XIX, 186–189. Brno.
- Janíčková, K. (2013): Mineralogie a chemismus strusek po tavně stříbrných rud z vybraných lokalit v havlíčkobrodském rudním revíru. – MS, diplomová práce. Univerzita Palackého v Olomouci.
- Kušnierová, M. – Praščíková, M. – Matýsek, D. – Čablík, V. (2011): Mullitization of black coal fly ash. – *Acta Montanistica Slovaca*, 16, 3, 192–196.
- Manasse, A. – Mellini, M. (2002): Chemical and textural characterisation of medieval slags from the Massa Marittima smelting sites (Tuscany, Italy). – *Jurnal of Cultural Heritage*, 3, 187–198.
- Nováček, K. (2001): Nerostné suroviny středověkých Čech jako archeologický problém. – *Archeologické rozhledy*, 53, 279–309.
- Rous, P. (2003): Stříbrorudné hornictví na Havlíčkobrodsku od 13. do 17. století. – *Archeologia technica*, 15, 49–58. Brno.
- Rous, P. – Havlíček, J. – Malý, K. (2005): Nálezy mlecích kamenů z rudního mlýna na katastru Stříbrné Hory na Havlíčkobrodsku. – In: *Stříbrná Jihlava 2004. Seminář k dějinám hornictví a důlních prací na Vysočině*. 128–134. Jihlava.
- Shaw, R. K. – Arima, M. (1998): A corundum-quartz assemblage from the Eastern Ghats Granulite Belt, India: evidence for high P-T metamorphism? – *Jurnal of Metamorphic Geology*, 16, 189–169.
- Stránský, K. – Brhel, J. – Blažíková, J. (2001): Stříbrné Hory u Přibyslavi – rozbor rud a strusek po zpracování stříbra. – *Z dějin hutnictví*, 30, 68–76. Praha.
- Ströbele, F. – Wenzel, T. – Kronz, A. – Hildebrandt, L. H. – Markl, G. (2010): Mineralogical and geochemical characterization of high-medieval lead-silver smelting slags from Wiesloch near Heidelberg (Germany) - an approach to process. – *Archaeological and Anthropological Sciences*, 2, 191–215.

## STRUSKY PO TAVBĚ POLYMETALICKÝCH RUD Z LOKALITY ČEJKOV-TRSOV (PELHŘIMOVSKÝ RUDNÍ REVÍR)

Slags after smelting of polymetallic ores from the locality Čejkov-Trsov (Pelhřimov Ore District)

Jaroslav Kapusta<sup>1,2</sup>, Zdeněk Dolníček<sup>1</sup>, Karel Malý<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; e-mail: jaroslav.kapusta@gmail.com

<sup>2</sup> Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

<sup>3</sup> Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo nám. 55, 586 01 Jihlava

(23-23 Jihlava)

**Key words:** Pelhřimov Ore District, polymetallic ores, slags, heavy metals

### Abstract

Slags after smelting of polymetallic ores occur at the locality Čejkov-Trsov which represents medieval smelting site and lies approximately 1 030 m SE from the center of the Čejkov village. Samples collected during archaeological excavation were obtained from the Museum Vysočiny Jihlava. Bulk chemical analyses show that studied slags are dominated by  $\text{SiO}_2$ -FeO- $\text{Al}_2\text{O}_3$  oxides (sum of these three components is 75.27–88.81 wt. %). Unusual are high barium (up to 9.2 wt. % of Ba) and lead contents (up to 15.0 wt. % of Pb) as well as low zinc contents (230–3780 ppm). All samples except one are generally CaO poor (an exception is sample CT4 containing 6.03 wt. % CaO) which probably reflect lack of CaO – based additives. Light microscopy and EDS analyses on an electron microprobe proved following phases: spinelides, olivine, feldspars, pyroxene, glass and quartz. Spinelides are the most variable in their composition ranging from almost pure magnetite (92 mol. % of magnetite, 5 mol. % of spinel and 3 mol. % of galaxite) to spinel-rich hercynite (50 mol. % of hercynite, 45 mol. % of spinel and 5 mol. % of magnetite). Olivine is represented by fayalite (89–90 mol. % Fa, 5–7 mol. % Te, 4–5 mol. % Fo). Newly formed feldspars are present in all studied samples and contain up to 22.8 wt. % of BaO (44–50 mol. % of orthoclase, 40–47 mol. % of celsian and 9–11 mol. % of albite). Ca-Fe pyroxene ( $\text{Fs}_{52}\text{Wo}_{38}\text{En}_{11}$ – $\text{Fs}_{51}\text{Wo}_{37}\text{En}_{13}$ ) was formed probably due to high enough temperature and a sufficient CaO content. Cracked quartz grains are present within all samples. They were more or less corroded by a slag melt.

### Úvod

Pelhřimovský rudní revír, o celkové rozloze cca 200 km<sup>2</sup>, zaujímá prostor mezi Horní Cerekví, Humpolcem, Pelhřimovem a Herálcem. Po stránce regionálně geologické spadá do moldanubické oblasti při západním kontaktu východní větve centrálního moldanubického plutonu s metamorfity moldanubika Šumavy a jižních Čech (Litochleb 2001).

V menším měřítku zde bylo historicky těženo Au-zrudnění stratiformního typu (Litochleb 1981). Intenzivněji bylo v revíru exploatováno spodnopermské žilné Fe-Zn-Pb-Ag (Cu) zrudnění typu k-pol (Bernard 1991). Typická je pro ně žilovina tvořená téměř výhradně křemenem, ke kterému jen velmi vzácně přistupují karbonáty (siderit, ankerit a kalcit). Z rudních minerálů převažuje pyrit, arzenopyrit a tmavý, černohnědý sfalerit. Mezi běžné patří i galenit (Litochleb 2001). Spíše ojedinělý je pak tetraedrit (Litochleb – Pavlíček 1981), stejně jako chalkopyrit a akantit (Litochleb 2001).

Těžba v pelhřimovském rudním revíru probíhala v několika časových epochách. Za neúspěšnější se dají označit její počátky v 13. stol. S postupným odtěžením perspektivních cementačních zón a zvyšováním technologické náročnosti těžby docházelo k jejímu postupnému úpadku, který vyvrcholil s příchodem husitských válek v 15. stol. Další etapa hornictví (v 16. stol.) byla spojena s pokusy o obnovu těžby a to převážně ze strany drobných podnikatelů. 18. a 20. stol. představuje spíše práce zaměřené na rekognoscaci starých důlních děl (Litochleb 1996).

Cílem tohoto příspěvku je zhodnocení struskových hmot z lokality Čejkov-Trsov z pohledu fázového složení a celkového chemismu a následně využití získaných dat pro posouzení podmínek tavby a složení vsázky.

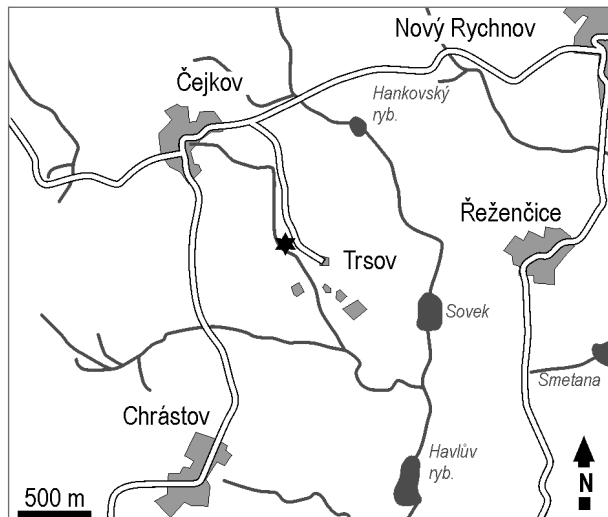
### Metodika

Vybrané vzorky byly upraveny do podoby leštěných nábrusů, které byly následně analyzovány metodou EDX na elektronové mikroskopě JXA 8600, instalované na katedře geologie Univerzity Palackého v Olomouci. Současně byly také pořízeny snímky ve zpětně odražených elektrodech (BSE). Podmínky analýzy byly následující: proud svazku 10 nA, urychlovací napětí 15 kV, doba načítání pulzů 100 s.

Celkový chemismus byl stanovován na práškových vzorcích v laboratořích ACME v Kanadě. Hlavní oxidy byly stanoveny metodou ICP-ES, stopové prvky metodou ICP-MS. Celkový uhlík a síra byly analyzovány na analyzátoru Leco.

### Výsledky

Strusky byly pro potřeby studia poskytnuty ze sbírek jihlavského Muzea Vysočiny. Jejich sběr proběhl ve dvou etapách archeologického výzkumu, a to v letech 2011 a 2014. Pvrchovým sběrem bylo celkem získáno x kg struskových hmot. Sběr na lokalitě Čejkov-Trsov, hutniště u potoka (viz obr. 1) realizoval P. Hrubý z organizace Archaia Brno. Lokalita se nachází přibližně 2,5 km od zaniklého hutnického areálu Cvilínek, který leží přibližně 550 m sv. od středu obce Černov a jehož působnost je datována



Obr. 1: Geografická pozice studované lokality. Hvězdička – odběrové místo.

Fig. 1: Geographic position of the studied locality. Asterisk – the sampling site.

do 13. stol (Hrubý et al. 2011). GPS souřadnice lokality jsou: 49°22'9,476"N a 15°19'51,840"E.

Nalezeny byly pouze fragmenty strusek, které svou velikostí nepřesahují první desítku cm. Přítomny jsou strusky zcela nepravidelného tvaru. Jejich povrch je matný s barvou od tmavě šedé po černou. Barva práškových vzorků je tmavě šedá, někdy s odstínem do zelené. Běžná je i přítomnost okrově zbarvených povlaků oxy-hydroxidů železa na povrchu a v puklinách vzorků. V důsledku navětrání mají některé vzorky šedobíle zbarvený povrch. Na řezu jsou často patrná zrna křemene o velikosti do 1 cm a drobné (max. několik mm velké) inkluze sulfidů.

Chemismus studovaných vzorků je v podstatné míře zastoupen třemi komponentami:  $\text{SiO}_2$ – $\text{FeO}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$  (suma uvedených oxidů 75,27–88,81 hm. %) – tab. 1. Mezi hlavními oxidy jsou nejméně variabilní obsahy  $\text{SiO}_2$  (41,56–50,24 hm. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5,98–7,83 hm. %),  $\text{FeO}$  (19,59–33,06 hm. %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,36–0,48 hm. %) a  $\text{K}_2\text{O}$  (2,01–2,98 hm. %). Naopak nejvíce rozkolísané jsou obsahy  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,28–1,66 hm. %) a  $\text{MnO}$  (0,29–2,15 hm. %). Obsahy  $\text{CaO}$  jsou stabilní ve vzorcích CT1–CT3 (2,34–2,42 hm. %), odchylku představuje struska CT4 (s 6,03 hm. %  $\text{CaO}$ ). Mezi těžkými kovy jednoznačně dominuje Pb (1 940–150 000 ppm). V podstatně menší míře jsou zastoupeny Zn (230–3 780 ppm) a Cu (164–508 ppm). Vzorky CT2 a CT3 vykazují nejvyšší obsahy metaloidů (503–605 ppm As a 31–138 ppm Sb). Stříbro je přítomno v obsazích 89,5–311,0 ppm. Vzorek CT4 je zajímavý vysokým obsahem Ba (9,2 hm. %), který je rovněž provázen zvýšeným obsahem Sr (2180 ppm).

Identifikovány byly následující fázové asociace:

F1 – živec, sklo

F2 – spinelid, živec, olivín, sklo

F3 – živec, pyroxen, olivín, sklo

Ve všech asociacích lze dále konstatovat přítomnost silně rozpraskaných a otavených izometrických zrn

Tab. 1: Celkový chemismus strusek (oxidy ve hm. %, prvky v ppm s výjimkou Au v ppb). TOT/C – celkový uhlík, TOT/S – celková síra, LOI – ztráta žháním.

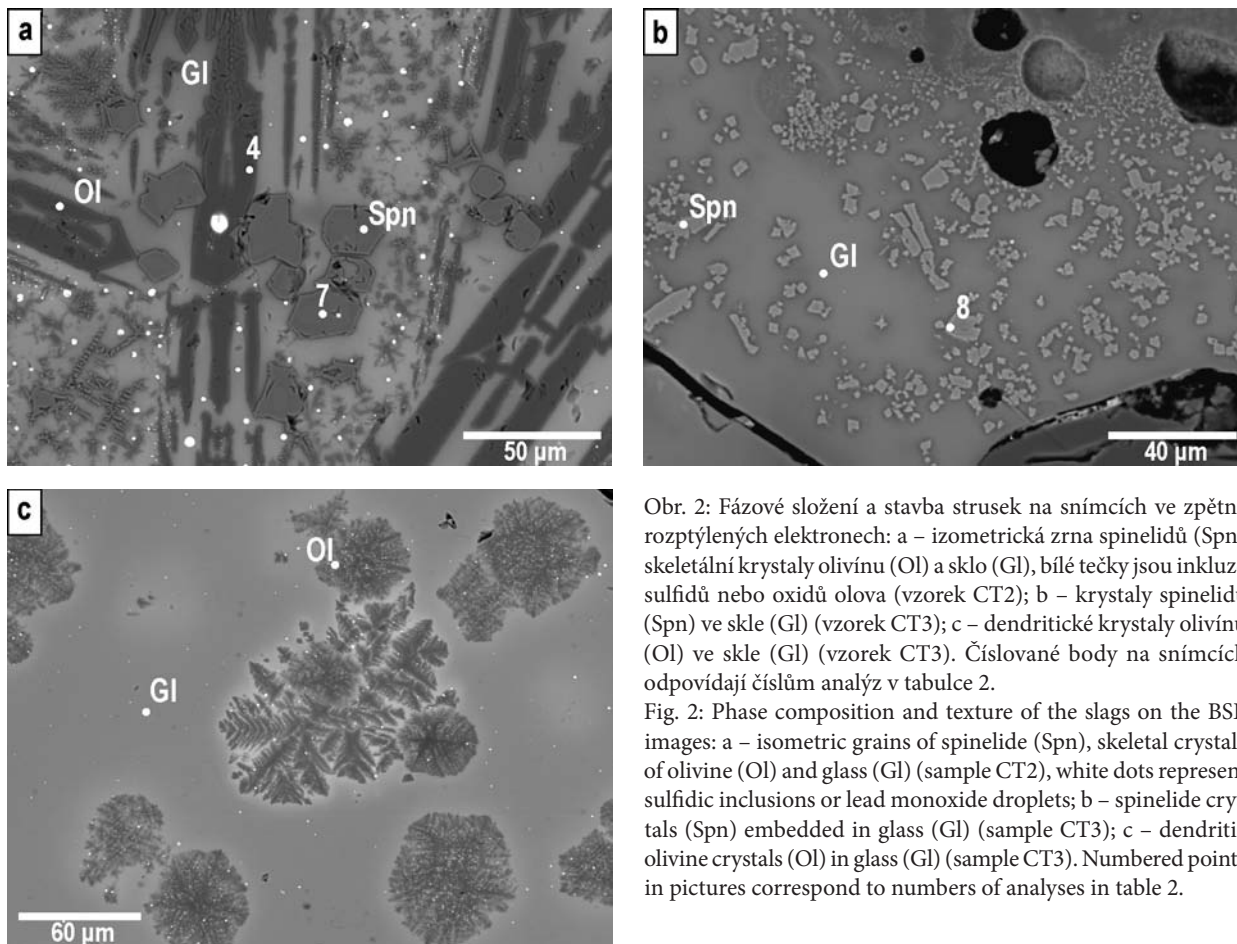
Tab. 1: Bulk chemical composition of slags (oxides in wt. %, elements in ppm except for Au in ppb). TOT/C – total carbon, TOT/S – total sulphur, LOI – loss on ignition.

Vzorek	CT1	CT2	CT3	CT4
$\text{P}_2\text{O}_5$	1,66	0,59	0,64	0,28
$\text{SiO}_2$	48,30	41,56	50,24	46,39
$\text{TiO}_2$	0,20	0,46	0,42	0,35
$\text{Al}_2\text{O}_3$	7,45	7,83	6,78	5,98
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,00	0,01	0,01	0,00
$\text{CaO}$	2,42	2,35	2,34	6,03
FeOtot	33,06	34,33	19,59	22,90
$\text{MgO}$	0,49	0,65	0,80	1,29
$\text{MnO}$	0,50	2,15	0,29	1,19
$\text{K}_2\text{O}$	2,98	2,98	2,34	2,01
$\text{Na}_2\text{O}$	0,48	0,43	0,36	0,38
TOT/C	0,02	0,24	0,17	0,18
TOT/S	0,88	0,28	0,11	0,97
LOI	-3,80	-3,40	-1,40	-1,20
Suma	94,64	90,45	82,68	86,75
Pb	24400	60200	150000	1940
Zn	230	940	752	3780
Ba	706	596	469	92000
Cu	164	339	508	421
Sr	133	169	166	2180
As	107	605	503	134
Ag	89,5	91,7	311	168
Sb	8,00	31,3	138	27,6
Au	22,8	16,1	21,2	85,0

křemene a inkluzí sulfidů a oxidů olova. V proměnlivém množství je přítomno sklo. U asociace F1 a F2 tvoří podstatnou část objemu struska. Asociace F3 obsahuje téměř výhradně nově vzniklé krystalické fáze, jen výjimečně byly pozorovány domény s významnějším zastoupením skla.

Pokud je přítomen spinelid, krystalizuje z taveniny jako první. Přednostně tvoří izometrická zrna s vysokým stupněm automorfie. Nicméně, jak je patrné z obrázku 2a, jeho tvar může být i méně pravidelný, případně může vytvářet i složitější srostlice. Jeho velikost je proměnlivá a pohybuje se od jednotek po desítky  $\mu\text{m}$ . Chemismus analyzovaných spinelidů je mezi jednotlivými vzorky značně proměnlivý (tab. 2). Ve strusce CT2 byl analyzovaný téměř čistý magnetit (92 mol. %), jen s nepatrným zastoupením spinelového (5 mol. %) a galaxitového (3 mol. %) koncového členu. Naopak v případě vzorku CT3 (obr. 2b) se jedná o spinelovou komponentou bohatý hercynit (50 mol. % hercynit, 45 mol. % spinel a 5 mol. % magnetit).

Z novotvořených fází byly pouze živce přítomny ve všech studovaných vzorcích. Jejich morfologie je značně proměnlivá i v rámci jednoho vzorku. Velikost živců kolísá od jednotek až po stovky  $\mu\text{m}$ . Pozorovány byly izometrické, ale i lištovité průřezy s vysokým stupněm automorfie. Obvyklé jsou i složitější srostlice. Chemismus je zajímavý zvýšenými obsahy Ba (až 22,8 hm. %  $\text{BaO}$  u vzorku CT4). Vyjádřeno koncovými členy převažuje K-živec (44–50 mol. %) a celsian (40–47 mol. %), v menším množství je zastoupen i albit (9–11 mol. %). Běžně je



Obr. 2: Fázové složení a stavba strusek na snímcích ve zpětně rozptýlených elektronech: a – izometrická zrna spinelidů (Spn), skeletální krystaly olivínu (Ol) a sklo (Gl), bílé tečky jsou inkluze sulfidů nebo oxidů olova (vzorek CT2); b – krystaly spinelidů (Spn) ve skle (Gl) (vzorek CT3); c – dendritické krystaly olivínu (Ol) ve skle (Gl) (vzorek CT3). Číslované body na snímcích odpovídají číslům analýz v tabulce 2.

Fig. 2: Phase composition and texture of the slags on the BSE images: a – isometric grains of spinelide (Spn), skeletal crystals of olivine (Ol) and glass (Gl) (sample CT2); white dots represent sulfidic inclusions or lead monoxide droplets; b – spinelide crystals (Spn) embedded in glass (Gl) (sample CT3); c – dendritic olivine crystals (Ol) in glass (Gl) (sample CT3). Numbered points in pictures correspond to numbers of analyses in table 2.

vyvinuta výrazná oscilační zonálnost, která je způsobena variací obsahů Ba a K.

Olivíny mají v asociaci F2 podobu několik desetin mm dlouhých sloupcovitých skeletálních krystalů, uložených ve skle. V asociaci F3 jsou olivíny převážně izometrické s hypautomorfním omezením a velikostí nepřesahující desítky  $\mu\text{m}$ . Zajímavý vývin mají olivíny ve vzorku CT3, kde tvoří dendritické krystaly uložené ve skle (obr. 2c). Svým složením olivín odpovídá fayalitu (61,0–64,6 hm. % FeO = 89–90 mol. % Fa), jen s nepatrnou příměsí Mn (3,7–4,8 hm. % MnO = 5–7 mol. % Te) a Mg (1,5–1,8 hm. % MgO = 4–5 mol. % Fo).

Pyroxeny byly identifikovány pouze ve vzorku CT4, kde se nacházejí hojně ve formě krátce sloupcovitých krystalů hypautomorfního až xenomorfního omezení (velikost první desítky  $\mu\text{m}$ ). Často narůstají po obvodu větších krystalů živců. EDX analýzy ukázaly, že jde o Ca-Fe pyroxeny ( $\text{Fs}_{52}\text{Wo}_{38}\text{En}_{11}$ – $\text{Fs}_{51}\text{Wo}_{37}\text{En}_{13}$ ) s příměsí Mn (2,5–2,2 hm. % MnO).

#### Diskuze a závěr

Obsahy CaO jsou ve struskách obecně velmi nízké, jedinou výjimku tvoří vzorek CT4 (6,03 hm. % CaO). Nízké obsahy CaO jsou nesystematicky provázené i nízkými obsahy MgO a MnO. To poukazuje na absenci tavidel na bázi CaO a dobré vytřídění rudy. Navíc těžené mineralizace pelhřimovského rudního revíru jsou na karbo-náty obecně chudé (Litochleb 2001). To potvrzují i nálezy úlomků zrudnění, tvořeného křemenem s vtroušeným

pyritem, arzenopyritem, sfaleritem a galenitem zachyceném na stařinách mezi nedalekým Černovem a Chrástkovem (Hrubý et al. 2012).

Zajímavý je zvýšený obsah Ba (9,2 hm. % Ba) ve vzorku CT4 provázený nejnižším obsahem Pb (1 940 ppm). Zvýšené obsahy Ba nejsou u tohoto typu materiálu zcela neobvyklé, jak je patrné z práce Kapusty et al. (2013), zaměřené na strusky jihlavského rudního revíru, kde je ve skle strusek přítomno až 23,32 hm. % BaO. Podobně i Ströbele et al. (2010) uvádějí ze struskových hmot z německého Wieslochu až 10,05 hm. % BaO. Zvýšené obsahy Ba naznačují možnost záměrného přidávání barytu do vsázky redukční tavby, zmíněnou i v práci Nováčka (2001). To by vzhledem k absenci barytu v těžených mineralizacích pelhřimovského rudního revíru (Litochleb 2001) znamenalo jeho import ze sousedních rudních revírů, např. jihlavského (Pluskal – Vosáhlo 1998). S vysokými obsahy Ba je spojena i přítomnost Ba-obohaceného živce.

Část As a Sb v průběhu pražení rudy odchází společně se S ve formě kouře (Vaněk – Velebil 2007). Obsahy S ve struskách jsou proto přímým ukazatelem kvality pražného procesu (Manasse – Mellini 2002). Strusky CT2 a CT3 mají nejnižší obsahy S (0,11–0,28 hm. %), což svědčí o velmi kvalitním vypražení rudy, ale zároveň vykazují nejvyšší obsahy As a Sb. To může být způsobeno vyšším podílem minerálních fází jako je arzenopyrit, tetraedrit či pyrgaryrit v rudním koncentráte, případně nižší teplotou pražení.

Tab. 2: Výsledky EDX analýz živců, olivínů, pyroxenů a spinelidů. Empirické vzorce olivínů jsou přepočteny na bázi 4 kyslíků, živec na 8 kyslíků a pyroxen na 6 kyslíků. Spinelidy byly přepočteny na 4 kyslíky a 3 kationty na vzorcovou jednotku, b. d. – pod mezí detekce.

Tab. 2: Representative EDX analyses of feldspar, olivine, pyroxene and spinelides (wt. %). The empirical formulae of feldspar, olivine and pyroxene are recalculated on basis of 8, 4, and 6 atoms of oxygen, respectively. Spinelides were recalculated on basis of 4 oxygens and 3 cations per formula unit, b. d. – below detection limit.

Vzorek	CT4	CT4	CT4	CT2	CT4	CT4	CT2	CT3
Fáze	živec	živec	olivín	olivín	pyroxen	pyroxen	spinelid	spinelid
Bod	bod1	bod2	bod3	bod4	bod5	bod6	bod7	bod8
SiO <sub>2</sub>	47,6	49,6	30,9	29,6	50,2	50,2	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,4	21,5	-	-	-	-	3,5	59,2
BaO	22,8	19,6	-	-	-	-	-	-
CaO	b. d.	b. d.	0,9	b. d.	17,0	16,4	-	-
FeO <sup>tot</sup>	b. d.	b. d.	61,0	64,6	27,0	26,6	89,8	29,0
MgO	-	-	1,5	1,8	3,5	4,2	0,9	11,1
MnO	-	-	4,8	3,7	2,5	2,2	0,9	b. d.
ZnO	-	-	0,6	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
K <sub>2</sub> O	6,5	7,6	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,9	1,1	-	-	-	-	-	-
Suma	100,2	99,3	99,7	99,8	100,3	99,6	95,1	99,4
Si	2,56	2,63	1,02	0,99	2,03	2,03		
Al	1,42	1,34					0,15	1,89
Fe <sup>3+</sup>							1,85	0,11
Ba	0,48	0,41						
Ca			0,03	0,00	0,74	0,71		
Fe <sup>2+</sup>			1,69	1,82	0,91	0,90	0,93	0,55
Mg			0,07	0,09	0,21	0,25	0,05	0,45
Mn			0,14	0,10	0,09	0,08	0,03	
Zn			0,02					
K	0,45	0,51						
Na	0,09	0,11						
Catsum	5,00	5,00	2,97	3,01	3,98	3,97	3,00	3,00

Pb je ve struskách obvykle vázáno přednostně ve skle, jen část z celkového obsahu pak představují drobné kapky kového olova a sulfidů rozptýlené ve struskové hmotě (Ettler et al. 2001; Ettler – Johan 2003). Zvýšené obsahy Pb u strusek CT2 a CT3 nebyly spojeny s kvantitativním nárůstem obsahu inkluzí výše uvedených fází, proto lze předpokládat přednostní fixaci olova ve skle. Výsledkem nevhodného složení vsázky byl vznik strusek složením blízkých systému SiO<sub>2</sub>-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, které na rozdíl od strusek se složením SiO<sub>2</sub>-FeO-CaO fixují vysoké obsahy Pb (Ettler et al. 2009).

Přibližnou teplotu tavby lze odhadnout z přítomnosti Ca-Fe pyroxenu, který pro svůj vznik vyžaduje dosažení 1 150–1 300 °C (Manasse – Mellini 2002). Ca-Fe pyroxen byl identifikován pouze v Ca obohaceném vzorku CT4. Ve stejném vzorku byl analyzován i olivín s příměsí Ca (0,9 hm. % CaO). Na rozdíl od ostatních českých i zahraničních lokalit obsahují olivíny jen nepatrnou příměs Zn (0,6 hm. % ZnO). Např. Ströbele et al. (2010) uvádějí až 7,50 hm. % ZnO v olivínech z Wieslochu. Absence olivínů obohacených Zn je zřejmě způsobena nízkými iniciálními obsahy tohoto prvku ve studovaných struskách (230–3 780 ppm Zn).

Dokladem částečně oxidační atmosféry při procesu redukční tavby je přítomnost spinelidu s podstatným zastoupením trojmocného železa v jeho struktuře (92 mol. % magnetitu, vzorek CT2) (Manasse – Mellini 2002).

**Poděkování**

Práce byla podpořena projektem IGA UP PrF-2013-010.

**Literatura**

- Bernard, J. H. (1991): Empirical types of ore mineralizations in the Bohemian Massif. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Ettler, V. – Legendre, O. – Bodéan, F. – Touray, J. C. (2001): Primary phases and natural weathering of old lead-zinc pyrometallurgical slag from Příbram, Czech Republic. – *Canadian Mineralogist*, 39, 873–88.
- Ettler, V. – Johan, Z. (2003): Mineralogy of metaloid phases in sulphide mattes from primary lead smelting. – *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 1005–1012.
- Ettler, V. – Červinka, R. – Johan, Z. (2009): Mineralogy of medieval slags from lead and silver smelting (Bohutín, Příbram district, Czech Republic): Towards estimation of historical smelting conditions. – *Archaeometry*, 51, 6, 987–1007.
- Hrubý, P. – Hejhal, P. – Hoch, A. – Kočár, P. – Malý, K. – Machaňová, L. – Libor, P. – Štelcl, J. (2012): Středověký úpravnický a hornický areál Cvilínek u Černova na Pelhřimovsku. – *Památky archeologické*, 103, 339–418. Praha.
- Kapusta, J. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2013): Středověké baryem bohaté strusky po tavně polymetalických rud na vybraných lokalitách v Jihlavě. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 188–192.
- Litochleb, J. (1981): K těžbě zlata v okolí Humpolce. – *Rozpravy Národního technického Muzea v Praze*, 76, Studie z dějin hornictví 11, 105–107.
- Litochleb, J. (1996): Pelhřimovský rudní revír. – In: *Sborník příspěvků ze semináře. K dějinám hornictví a důlních prací na Vysočině, Stříbrná Jihlava 1995*, 8–18.
- Litochleb, J. (2001): Pelhřimovský stříbrnonosný revír. – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze* 9, 102–121.
- Litochleb, J. – Pavlíček, V. (1981): Mineralogická charakteristika polymetalického zrudnění z Výskytné u Pelhřimova. – *Sborník Jihočeského muzea v Českých Budějovicích, Přírodní vědy*, 21, 65–72.
- Manasse, A. – Mellini, M. (2002): Chemical and textural characterization of medieval slags from the Massa Marittima smelting sites (Tuscany, Italy). – *Journal of Cultural Heritage*, 3, 187–98.
- Pluskal, O. – Vosáhlo, J. (1998): Jihlavský rudní obvod. – *Vlastivědný sborník Vysočiny*, 13, 157–191.
- Nováček, K. (2001): Nerostné suroviny středověkých Čech jako archeologický problém: balance a perspektivy výzkumu se zaměřením na výrobu a zpracování kovů. – *Archeologické rozhledy*, 53, 2, 279–309.
- Ströbele, F. – Wenzel, T. – Kronz, A. (2010): Mineralogical and geochemical characterization of high-medieval lead-silver smelting slags from Wiesloch near Heidelberg (Germany) – an approach to process reconstruction. – *Archaeological and Anthropological Sciences*, 2, 191–215.
- Vaněk, V. – Velebil, D. (2007): Staré hutnictví stříbra. – *Stříbrná Jihlava 2007*, 188–205.

# ZEMĚTŘESENÍ V HOSTĚRADICÍCH V ČERVNU 2014

Earthquakes in Hostěradice in June 2014

Jana Pazdírková<sup>1</sup>, Jan Zedník<sup>2</sup>, Ivan Prachař<sup>3</sup>, Hana Krumlová<sup>1</sup>, Pavel Zacherle<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Ústav fyziky Země, PŘF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: jana.pazdirkova@ipe.muni.cz

<sup>2</sup> Geofyzikální ústav AV ČR, v. v. i., Boční II/1401, 141 31 Praha 4

<sup>3</sup> Náchodská 955, 193 00, Praha 9

(34-11 Znojmo)

**Key words:** felt earthquake, seismicity, macroseismic intensity, historical earthquakes, southeastern margin of the Bohemian Massif

## Abstract

Southern Moravia – a southeastern part of the Czech Republic at the contact of the Bohemian Massif and the Carpathian Fore-deep – is one of the regions with the lowest seismic activity in the Czech Republic. Reports on historical earthquakes in this area are sporadic and poorly evidenced, many of the messages are in fact observations of earthquakes originating mainly in Austria. Instrumental seismic monitoring in southern Moravia commenced in 1995. Thereafter only three local earthquakes were observed – magnitude 2.5 event near Hostěradice in 2000, perhaps induced event near Uhřice in 2003 with magnitude of 0.7 and magnitude 1.4 earthquake near Božice in 2006.

A sequence of four weak earthquakes in June 2014 is only the fourth occurrence of earthquakes in southern Moravia since the beginning of instrumental measurements. Events originated near Hostěradice (SE margin of the Bohemian Massif), 40 km southwest of Brno. The strongest event reaching local magnitude of 2.0 occurred on June 1, 2014 at 00:43 UTC. It was felt by people close to the epicentre with a macroseismic intensity 4 European Macroseismic Scale EMS-98. A temporary seismic station was immediately installed in the epicentral area. The station recorded two of four shocks and helped to confirm a focus position of the sequence: 48.95° N 16.24° E, depth 3 km.

In 2014 a review of historical earthquakes in this region was conducted using new catalogues of historical earthquakes in neighboring countries in order to avoid confusion between local and regional phenomena. Some new information sources were found. In any case, historical earthquakes in this region are very rare and most of them are poorly substantiated.

## Úvod

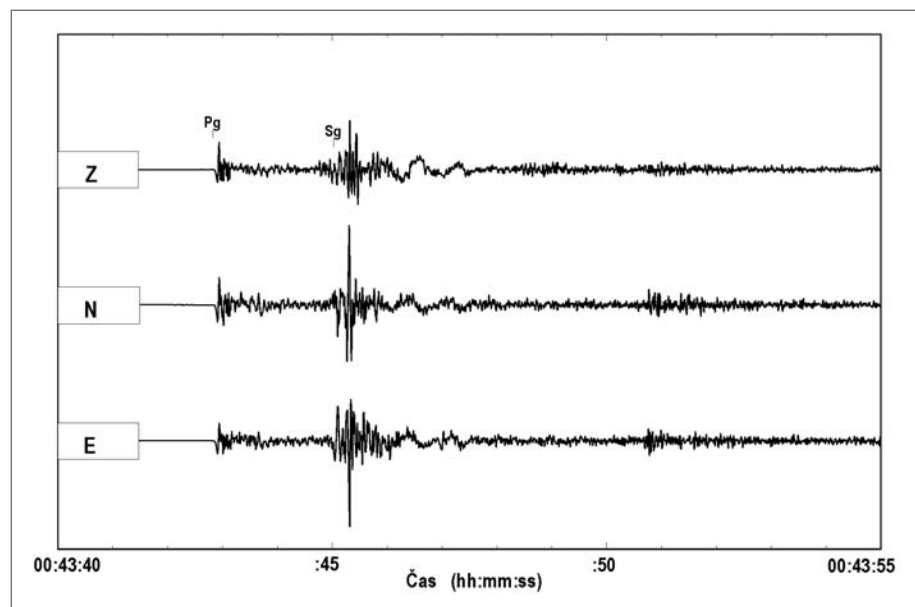
V první polovině června 2014 zaregistrovaly seismické stanice Ústavu fyziky Země PŘF Masarykovy univerzity (ÚFZ) sérii čtyř zemětřesení na j. Moravě s ohniskem u obce Hostěradice. Magnitudo nejsilnějšího otřesu z 1. 6. 2014 bylo 2,0. Toto zemětřesení bylo dokonce pocíteno obyvateli v nejbližším okolí epicentra.

Zemětřesení s ohniskem na jižní Moravě se vyskytují výjimečně. O lokálních historických zemětřeseních máme jen několik zpráv. Od roku 1995 je oblast sledována seismickou stanicí Moravský Krumlov (KRUC), od roku 2013 další stanice monitorují případnou seismickou aktivitu v okolí jaderné elektrárny Dukovany. I citlivé přístroje však dosud zaregistrovaly pouze několik velmi slabých otřesů.

## Série otřesů z června 2014

V neděli 1. 6. 2014 v 00.43 hod. UTC (Coordinated Universal Time, tj.

02.43 hod. středoevropského letního času – SELČ) zaregistrovaly seismologické stanice ve střední Evropě zemětřesení s ohniskem západně od obce Hostěradice (obr. 1). Souřadnice epicentra jsou 48,95° severní zeměpisné šířky



Obr. 1: Zemětřesení zaregistrované 1. 6. 2014 v 00.43 hod. UTC (Coordinated Universal Time, tj. 02.43 hodin středoevropského letního času – SELČ) s epicentrem u Hostěradic, magnitudo 2,0. Ukázka signálu na nejbližší stanici Moravský Krumlov (KRUC), vzdálené 17 km od epicentra. Fig. 1: Earthquake recorded on June 1, 2014 at 00:43 UTC (02:43 Central European Summer Time) with epicentre near Hostěradice (Southern Moravia), local magnitude 2.0. Seismogram from the nearest station Moravský Krumlov (KRUC), epicentral distance 17 km.

a 16,24° východní zeměpisné délky, hloubka ohniska je 3 km a magnitudo 2,0. Otřes byl velmi dobře zaznamenán množstvím seismických stanic až do vzdálenosti asi 200 km. Týž den, 1. 6. 2014 v 7.32 hod. UTC zaregistrovaly seismické stanice další zemětřesení ze stejného ohniska. Otřes byl slabší, s magnitudem 0,6.

Následující den byla jižně od obce Hostěradice nainstalována dočasná seismická stanice provozovaná ÚFZ s kontinuálním záznamem dat pro registraci případných dotřesů. Místo bylo vybráno tak, aby stanice vhodně doplňovala geometrii sítě stávajících stanic kvůli upřesnění polohy ohniska. Dočasná stanice byla v provozu téměř měsíc a během té doby zaregistrovala další dvě velmi slabá zemětřesení. Nejslabší otřes z 16. 6. 2014 v 7.51 hod. UTC s magnitudem -0,9 byl zaznamenán pouze dočasnou stanicí u Hostěradic a stanicí KRUC. Jev ze 17. 6. 2014 v 14.25 hod. UTC s magnitudem -0,3 byl zaregistrován celkem pěti stanicemi ve vzdálenosti od 4 do 50 km. Detailní srovnávací analýza seismického záznamu dvou dotřesů zaznamenaných dočasnou stanicí a záznamu všech čtyř jevů na stanici KRUC i dalších blízkých stanicích potvrdila, že všechny otřesy pocházejí ze stejného nebo velmi blízkého ohniska. Lokalizace jevů s přispěním dočasné stanice potvrdila jak polohu epicentra, tak i malou hloubku ohniska.

Ohniska zemětřesení z června 2014 leží v oblasti kontaktu Českého masivu a karpatské předhlubně při jz. ukončení boskovické brázd. Zlomový systém ssv.–jjz. směru doprovázející jv. okraj Českého masivu, do něhož náleží také východní okrajový zlom boskovické brázd, diendorfský zlom a weitzendorfský zlom, je segmentován příčnými zlomy. Jednoznačná korelace červnových zemětřesení s konkrétním zlomem není na základě současných poznatků možná.

### Makroseismická pozorování

Navzdory relativně nízkému magnitudu a nepřilíh přiznivě noční hodině (2.43 hod. SELČ) bylo zemětřesení z 1. 6. 2014 pozorováno obyvateli nejbližších obcí. První zpráva o pocítění byla zjištěna telefonickým dotazem na obecní úřad v Hostěradicích. Na okolní obecní úřady byla poté rozeslána e-mailová žádost o rozšíření informace o zemětřesení mezi občany s prosbou o vyplnění makroseismického dotazníku na internetové stránce Geofyzikálního ústavu AV ČR. Dotazník vyplnilo čtrnáct lidí, přičemž většina z nich udávala, že zemětřesení pozorovala také řada dalších osob. Respondenti z obcí Hostěradice, Morašice a Skalice byli probuzeni ze spánku a pocítili slabé nebo silné zachvění. Většinou byli vyděšeni zejména silnou ranou a duněním a vyběhli z domu podívat se, co se stalo. Lehký nábytek se zatřásl, okna drnčela, nádobí cinkalo, zvířata byla neklidná. Pozorování byla ohodnocena stupněm 4 makroseismické stupnice EMS-98.

### Seismicita oblasti

Z historických pramenů máme jen velmi málo zpráv o lokálních zemětřeseních z jižní Moravy, velká část z nich je navíc špatně doložená. V různých zdrojích jsou zemětřesení občas zmíněna, ale většinou se jedná

o pozorování vzdálených otřesů s ohnisky v Rakousku nebo na Slovensku.

Jednou z takových zmínek je např. záznam z Kroniky města Znojma (Vrbka 1902) o zemětřesení z roku 1581: „21. července nastalé zemětřesení nahnalo Znojemským velkým strach“. Tento jev však neměl ohnisko u Znojma, ale u rakouského Schwadorfu (Hammerl – Lenhardt 2013). Podobně Jaroš a Malý (2001) dokladují zemětřesením u Ivančic v roce 1963 současnou aktivitu boskovické brázd, ale toto zemětřesení nemělo ohnisko na Ivančicku, ale v Rakousku poblíž Wiener Neustadtu (Hammer – Lenhardt 2013). Pozorování vzdálených zemětřesení jsou poměrně častá, např. 20. 9. 2013 a 2. 10. 2013 byla lidmi na jižní Moravě (např. Znojmo, Miroslav, Šatov, Šaldorf, Mramotice, Žerůtky, Rajhrad, Zbýšov, Brno) zřetelně pocítěna zemětřesení s ohniskem u rakouského Ebreichsdorfu jižně od Vídně. Při hodnocení historických zemětřesení je proto nutná velká opatrnost a korelace s katalogy okolních zemí, aby byla vyloučena záměna lokálního a vzdáleného zemětřesení.

V roce 2014 byla provedena revize všech zpráv o historických zemětřeseních na jižní Moravě. Dosud známé záznamy o zemětřeseních byly porovnány s novými zahraničními katalogy a byly rovněž dohledány nové podklady. K některým zemětřesením se však zdrojové informace dosud nepodařilo najít, problematika je interpretace zejména starších záznamů. Až do 18. století zatím nemáme z popisovaného prostoru žádné zprávy o lokálních zemětřeseních.

Nejstarší zmínkou o místním zemětřesení na jižní Moravě může být záznam, který uvádí Schram (1901) k roku 1751: „13. července mezi 7 a 8 hod. bylo zemětřesení a totéž podivně trvalo v Židlochovicích až po dobu tří Otčenášů.“ Tento jev není popsán v žádném regionálním katalogu. Dosud se nepodařilo dohledat zdroj, ze kterého Schram čerpal, není tedy vyloučena chyba, ať už v čase nebo v místě.

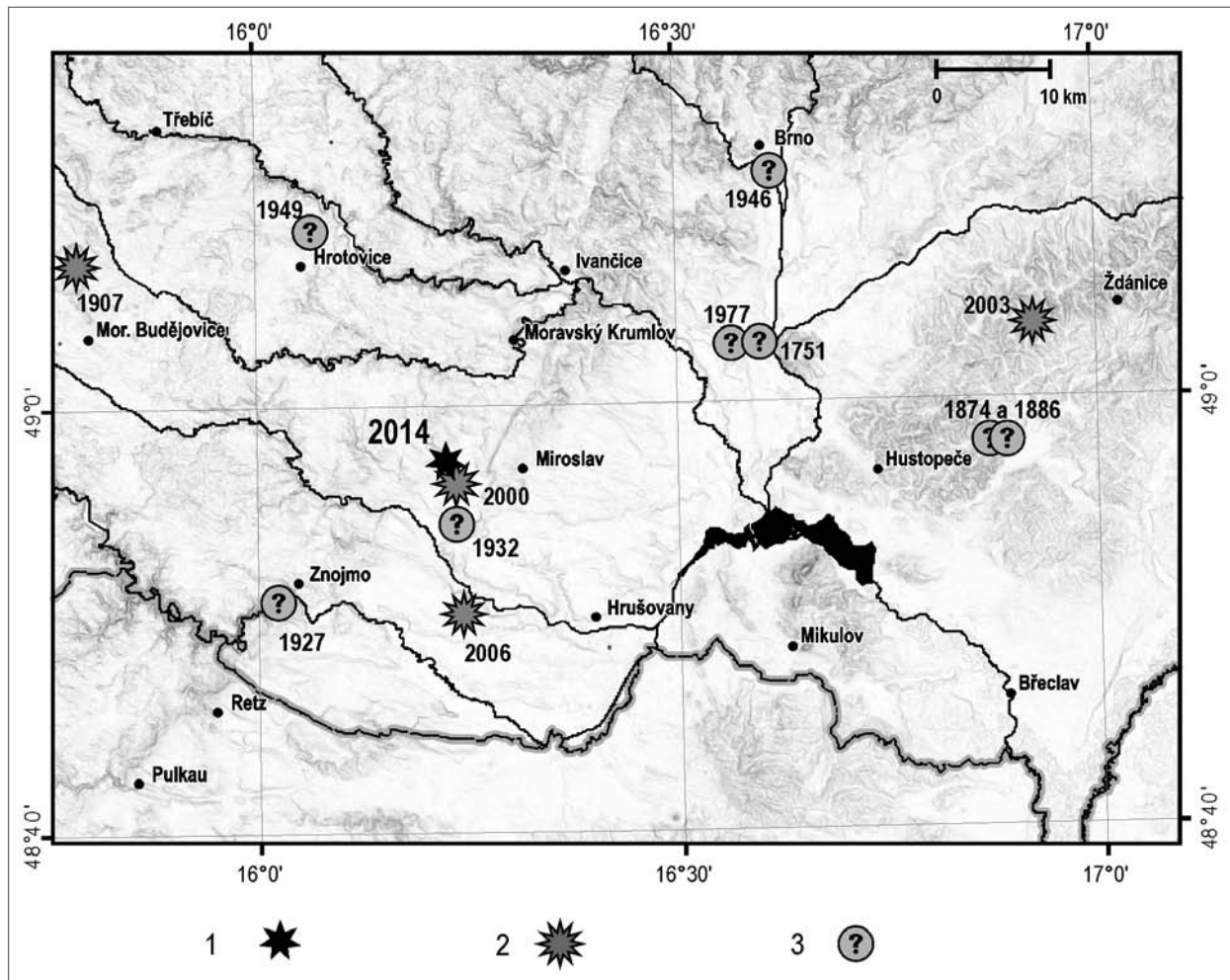
Nedostatečně doložené jsou také dva jevy s možným ohniskem u Brumovic v. od Hustopečí z 2. 12. 1874 a 18. 1. 1886. Oba jevy uvádí např. Kárník et al. (1958) nebo Michal (1959), ale ani v tomto případě není jasný zdroj a tedy ani správnost času a místa.

Dobře je dokladováno zemětřesení v Lesonicích sz. od Moravských Budějovic z roku 1907 ve zprávě referenta Rzehaka (1909) rakouské zemětřesné komisi: „25. listopadu 1907, v 14h. 15m. odpoledne slyšeli v Lesonicích, severozápadně od Moravských Budějovic, ve směru na jihovýchod, velmi silnou detonaci, podobnou výstřelu z děla. Po této detonaci následoval 10 minut trvající temný podzemní rachot. Jev byl vnímán mnoha obyvateli obce.“

Sporné jsou zprávy o zemětřesení ve Znojmě 26. 1. 1927, v Brně 15. 2. 1946 nebo v Dalešicích 5. 2. 1949 (Kárník et al. 1958; Michal 1959), zdrojové informace o těchto jevech se dosud nepodařilo dohledat.

Zemětřesení jsou velmi často doprovázena akustickými projevy, proto i novinová zpráva o „podivném úkazu“ ve Mšicích na Znojemsku (dnes součást Olekovic) může svědčit o sérii lokálních zemětřesení. V novinách Moravské Slovo z 22. ledna 1932 se píše: „Nevysvětlitelný dosud zjev





Obr. 2: Mapa epicenter zemětřesení na jižní Moravě. 1 – zemětřesení z 1. 6. 2014, 2 – zemětřesení s dobře známým ohniskem, 3 – nedostatečně doložené nebo sporné zemětřesení.

Fig. 2: Epicentral map of Southern Moravia earthquakes. 1 – earthquake on June 1, 2014, 2 – well known earthquake, 3 – questionable earthquake.

je již delší dobu pozorován v obci Mšicích na Znojemsku. S počátku byli občas poděšeni obyvatelé domku rolníka Eggerta temným podzemním duněním. Čím dále tím častěji se dunění opakovalo a přibývalo mu na síle tak, že i okna se jím rozřínčela. Toto podzemní dunění podobající se zvuku vzdálené bouře, trvá nyní již až půl minuty a opakuje se velmi často.“

Možné lokální zemětřesení v Hrušovanech 21. 3. 1977 uvádí Kárník et al. (1984), podle tohoto zdroje však není jasné, o které Hrušovany se jedná. V archivu GFÚ bylo dohledáno makroseismické hlášení z Hrušovan u Brna: „Dne 21. 3. 1977 zhruba v 21.17 po dobu asi 15–20 sekund silně drnčela skla v mé knihovně. Televizní stanice Vídeň potvrdila příští den slabé zemětřesení na jižní Moravě.“ Další zprávy o tomto jevu nebyly dosud nalezeny, není jasné, kde přesně bylo ohnisko otřesu.

Jižně od Hostěradic mělo ohnisko zemětřesení ze 17. 8. 2000 s magnitudem 2,5. Toto zemětřesení bylo zaregistrováno pouze přístrojově, jeho lokalizace však není tak přesná jako u jevu z 1. 6. 2014 z důvodu nedostatečného obklopení blízkými stanicemi. Otřes z roku 2000 měl pravděpodobně ohnisko v mnohem větší hloubce (cca 18 km) než jev z roku 2014, čemuž kromě lokalizace nasvědčuje

jak charakter signálu, tak i absence makroseismických hlášení. Asi o 10 km jižněji, u Božic, mělo ohnisko mikrozemětřesení z 1. 4. 2006 s magnitudem 1,4. Přístrojově byl zaregistrován také slabý otřes 24. 9. 2003 s magnitudem 0,7 s ohniskem u Uhřic, tento jev však mohl být indukován aktivitami Moravských naftových dolů v této oblasti.

Epicentra všech dosud známých zemětřesení s jistým nebo možným původem na jižní Moravě jsou vyznačena na obrázku 2.

### Závěr

Přirozená zemětřesení na jižní Moravě jsou velmi vzácná. Zprávy o lokálních historických zemětřeseních jsou sporadické a většinou jsou značně pochybné nebo špatně doložené. Také detailní přístrojová měření prováděná od roku 1995 zaznamenala jen minimální seismickou aktivitu. Zatímco na severní Moravě a ve Slezsku bylo za posledních 18 let zaregistrováno více než 3 000 mikrozemětřesení, série čtyř otřesů s ohniskem u Hostěradic v červnu 2014 byla za stejné období teprve čtvrtým případem přístrojově registrovaných zemětřesení v prostoru jižně od Brna. Jižní Morava tak patří k seismicky nejméně aktivním regionům ČR.

První výskyt makroseismicky pozorovaného a současně přístrojově zaznamenaného a velmi dobře lokalizovaného zemětřesení je důležitým příspěvkem k lepšímu poznání recentní seismické aktivity systému zlomů na jv. okraji Českého masivu.

#### **Poděkování**

*Autoři děkují JE Dukovany za možnost prezentovat výsledky monitorování seismicity a revize historických zemětřesení. Provoz seismických stanic ve sledované oblasti byl dále finančně podpořen výzkumnými projekty CzechGeo-EPOS, Grant LM2010008, GAČR P210/12/0573 a OPVK 2. 3. – CZ.1.07/2.3.00/20.0052.*

#### **Literatura**

- Hammerl, Ch. – Lenhardt, W. A. (2013): Erdbeben in Niederösterreich von 1000 bis 2009 n. Ch. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 67, 297 str., Wien.
- Jaroš, J. – Malý, L. (2001): Boskovická brázda. – In: Pešek, J. (ed.) et al.: Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. – Český geologický ústav, Praha, 243 str.
- Kárník, V. – Michal, E. – Molnár, A. (1958): Erdbebenkatalog der Tschechoslovakei bis zum Jahre 1956. – Travaux. Inst. Géophys. Acad.Tchécosl. Sci. No 69, Geofyzikální sborník 1957, 411–596, Praha.
- Kárník, V. – Procházková, D. – Brouček, I. (1984): Catalogue of earthquakes for the territory of Czechoslovakia for the period 1957–1980. – Travaux Géophysiques XXIX (1981), No. 555, 155–186, Praha.
- Michal, E. (1959): Zemětřesení na Vysočině. – Vlastivědný sborník Vysočiny. – Oddíl věd přírodních, 1959, III. díl, str. 5–30, Jihlava. Moravské Slovo. Deník, 22. ledna 1932, str. 6. František Langr, Brno.
- Rzehak, A. (1909): Erdbeben in Mähren und Schlesien. – In: Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1907 in Österreich beobachteten Erdbeben. – K. K. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, No. IV, Wien.
- Schram, W. (1901): Ein Buch für jeden Brünner: Quellenmässige Beiträge zur Geschichte unserer Stadt. – Brno: Verlag des Verfassers, 194 str.
- Vrbka, A. (1902): Chronik der Stadt Znaim. – Znaim: Znaimer Landlehrerverein, 144 str.

# STATISTICKÉ ZHODNOCENÍ SEISMICKÉ AKTIVITY ZÓNY MUR-MÜRZ-LEITHA

Statistical evaluation of the seismic activity of the Mur-Mürz-Leitha Zone

Vít Růžička

Nové Syrovice 228, 675 41 Nové Syrovice; e-mail: vitekruzicka@seznam.cz

**Key words:** Eastern Alps, Mur-Mürz-Leitha system, epicentral area Ebreichsdorf, recent tectonic activity, seismicity, earthquakes, earthquake distribution

## Abstract

Mur-Mürz-Leitha fault system represents the most important seismically active zone in the Eastern Alps. Its part of the geological units of the Eastern Alps. Pushing the influence of alpine units to the north during the Cretaceous there was a lateral extrusion, resulting in the formation of shear fractures (eg.: system MML). Based on data provided from the project ACORN, IPE and ZAMG. frequency-magnitude graph and temporal distribution chart since 1980 were compiled. Frequency-magnitude distribution show that bordered of completeness of the data since 1980, have a value of magnitude 2 and higher. Therefore, the temporal distribution chart was created just since 1980, and magnitude of 2 and more. Above all the chart takes a set of occurrences of 2000, which number 37 events with a magnitude of 2 and 2 events with magnitude over 4. These occurrences come under the area 4. Then was made another temporal distribution chart since 1980, but this one is only for area 4. In area 4 Ebreichsdorf town is situated that is near the seismic swarm from the years of 2000 and 2013. The seismic swarm from 2013 is the similar like seismic swarm in 2000 just in a slightly smaller. These seismic occurrences of Ebreichsdorf are important, because they were macroseismic felt in the southern regions of the Czech Republic, including Brno.

## Úvod

Studovaná oblast je součástí geologické jednotky Východních Alp, při kontaktu s jednotkou Českého masivu a Západních Karpat. Region byl konsolidován během alpínské orogeneze. Horotvorný proces byl zapříčiněn kolizí africké desky s deskou eurasijskou (Grad et al. 2009). Během období svrchní křídly dochází k posunu alpínských jednotek směrem k severu a následnému vyzdvihnutí celé oblasti (Ratschbacher et al. 1991). Pod vlivem tohoto sunutí docházelo k laterární extruzi, která měla za následek vznik střížných zlomů s orientací SV–JZ (Grad et al. 2009).

Tektonický systém Mur-Mürz-Leitha (dále MML) představuje horizontální posun s orientací SV–JZ (Reinecker – Lenhardt 1999). Systém je tvořen reaktivovanými strukturami miocenního stáří. Průměrná rychlost posunu zlomu je okolo 1–2 mm za rok a seismická aktivita je soustředěna do pruhu širokého 15–20 km podél zlomu (Reinecker – Lenhardt 1999). Systém je veden údolními řek Mur a Mürz. Na jihozápadě lze tuto zónu sledovat nejdále k ohybu řeky Mürz u Judenburgu. Na severovýchodním okraji je systém vymezen nejmeně po oblast Malé Karpaty (Beidinger – Decker 2011; Linzer et al. 2002). Významná seismická aktivita je s tímto systémem spojena až od oblasti Semmeringu (Reinecker – Lenhardt 1999).

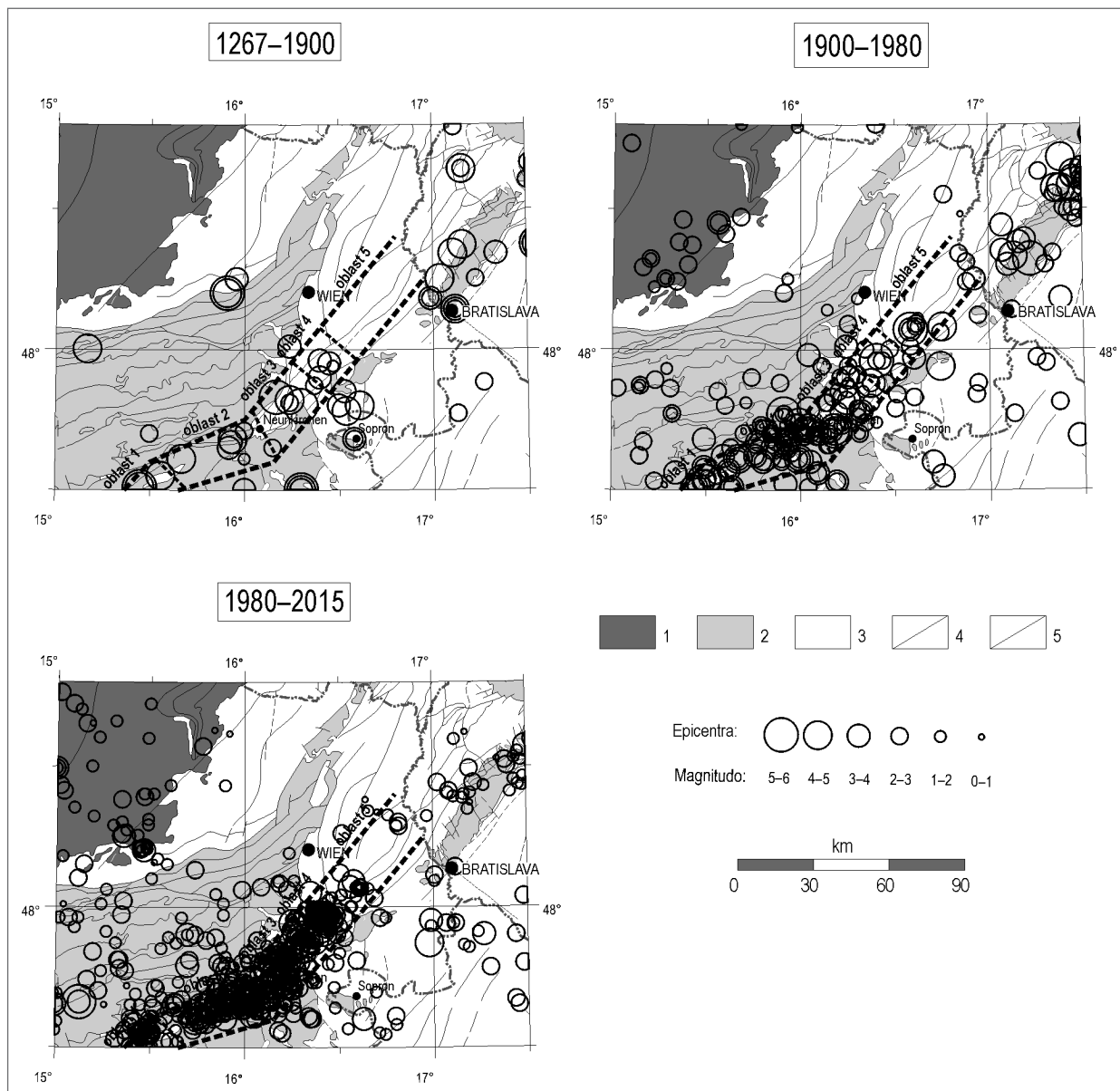
## Použitá zdrojová data

Pro následné statistické vyhodnocení byla použita data mezinárodního projektu ACORN a bulletiny seismických jevů z ÚFZ (Ústav fyziky Země v Brně) a ZAMG (Ústřední ústav pro meteorologii a geodynamiku). Z výše zmíněných tří zdrojů byla sestavena databáze seismických jevů, která obsahuje data o jevech od roku 1267 do roku

2015 s prostorovou vazbou na systém MML (prostor vymezený červenými liniemi v obrázku 1). Takto sestavená databáze zahrnuje 808 seismických jevů, přičemž pouhých 24 jevů bylo zaznamenáno do roku 1900. Data z této databáze byla vynesena do mapy v podobě epicenter seismických jevů.

## Analýza seismických jevů

Na základě hustoty epicenter bylo vymezeno území seismické aktivity zóny MML a toto území bylo následně rozděleno do 5 epicentrálních oblastí (obr. 1). Z grafu magnitudo-četnostní distribuce pro celý soubor dat (obr. 2) je zřejmé, že maximální naměřená hodnota magnituda v zóně MML je 5. Konkrétně se jedná o dva jevy, oba se shodnou hodnotou magnituda, které se uskutečnily 8. 5. 1267 a 30. 4. 1885 u Kindbergu. Největší množství jevů má hodnotu magnituda v rozmezí 0,7–2,7 (obr. 2). Dále je zde patrný jev porušení lineárního trendu magnitudo-četnostní distribuce (dále ML) u hodnot magnituda nižších než 2,7–2,8 (Gutenberg – Richter 1944, 1945), z čehož vyplývá, že data pro ML menší než 2,7–2,8 nejsou kompletní. Pro starší jevy (např. středověké) platí, že práh ML, od kterého jsou data kompletní, bude ještě mnohem výše. Pro další statistiku bylo tedy nezbytné data časově omezit tak, aby se práh ML, od kterého budou data kompletní, snížil. Magnitudo-četnostní křivka např. od roku 1980 již vykazuje ztrátu lineárního trendu u  $ML = 2$ , což značí úplnost dat nad touto hodnotou pro časové období 1980–2015. Hodnota magnituda 2 spolu s časovým úsekem 35 let (1980–2015) poskytují dostatečný počet seismických jevů pro statistické vyhodnocení. Takto vzniklá databáze zahrnuje 537 seismických jevů.

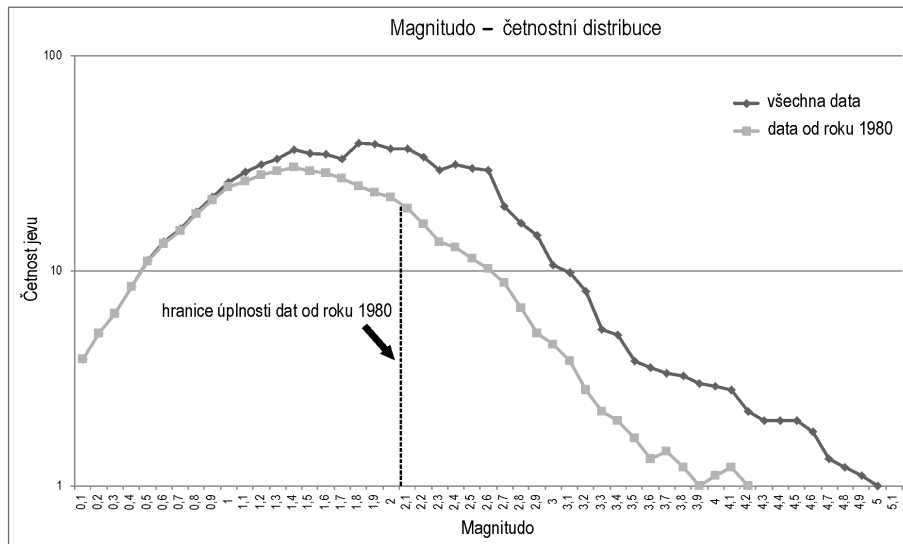


Obr. 1: Mapa epicenter zemětřesení (od roku 1267 do roku 2015) na podkladu schématické geologické mapy převzaté z práce Lenhardt et al. (2007), s vymezením zóny Mur-Mürz-Leitha a s rozdělením na jednotlivé oblasti (blíže viz text). Vysvětlivky: 1 – basement Českého masivu včetně paleozoického pokryvu; 2 – východní Alpy a Západní Karpaty; 3 – mezozoický pokryv Českého masivu; 4 – terciární sedimentární pokryv Českého masivu a terciární pokryv alpské předhlubně a vídeňské pánve; 5 – kenozoické vulkanity; 6 – hlavní zlomy; 7 – předpolí příkrovů.

Fig. 1: Map of earthquake epicenters (from 1267 to 2015) on the base of schematic geological map taken from the work Lenhardt et al. (2007), defining zones Mur-Mürz-Leitha and the distribution of individual areas (see text). Explanations: 1 – Bohemian Massif including Paleozoic sedimentary cover; 2 – Eastern Alps and Western Carpathians; 3 – Mesozoic cover of the Bohemian Massif; 4 – Tertiary sedimentary cover of the Bohemian Massif and Tertiary sediments of the Alpine Foredeep and Vienna Basin; 5 – Cenozoic volcanic rocks; 6 – Major faults; 7 – Front of nappes.

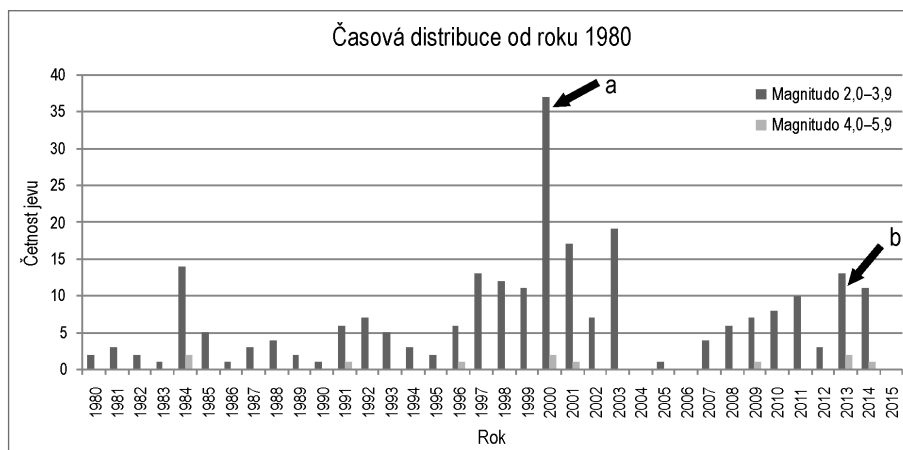
V obrázku 3 zobrazujícím časovou distribuci zemětřesení v zóně MML od roku 1980 je patrný nárůst seismické aktivity (obr. 3 – písmeno „a“) v roce 2000, který čítá 37 jevů s hodnotou magnituda nad 2 a 2 jevy s hodnotou magnituda nad 4. Nadpoloviční většina těchto jevů byla zaznamenána v roce 2000 u Ebreichsdorfu (obr. 4). Město Ebreichsdorf se nachází v epicentrální oblasti 4 30 km j. od Vídně. Z obrázku 4 je zřejmé, že k podobnému seismickému roji došlo v epicentrální oblasti u Ebreichsdorfu také v roce 2013. Na rozdíl od seismického roje v roce 2000

bylo v roce 2013 zaznamenáno 6 jevů s magnitudem nad 2, ale 2 jevy s hodnotou magnituda nad 4. V seismickém roji z roku 2000 byl nejsilnější jev zaznamenán 11. 7. 2000 s ML = 4,8. V roji z roku 2013 to jsou jevy z 20. 9. a 2. 10., oba se shodnou hodnotou magnituda 4,2. Právě tyto 3 jevy byly makroseismicky pocítěny v jižních částech České republiky. Z této skutečnosti vyplývá, že epicentrální oblast u Ebreichsdorfu se seismicky projevovala v rámci MML v posledních desetiletích velmi výrazně.



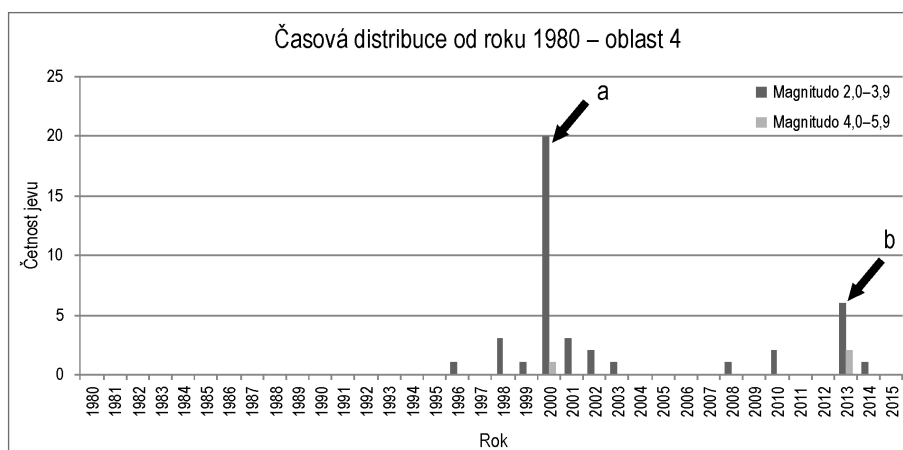
Obr. 2: Magnitudo-četnostní distribuce zemětřesení s epicentry prostorově vázanými k zóně MML; červená linie určuje hranici úplnosti dat od roku 1980.

Fig. 2: Frequency-magnitude graph of earthquakes with epicentres connected to MML system; red line determines border of completeness of the data since 1980.



Obr. 3: Časová distribuce od roku 1980, zemětřesení s epicentry prostorově vázanými k zóně MML: a – soubor seismických jevů zahrnující jevy ze seismického roje u Ebreichsdorfu z roku 2000; b – soubor seismických jevů zahrnující jevy ze seismického roje u Ebreichsdorfu z roku 2013.

Fig. 3: Temporal distribution of earthquakes with epicentres connected to MML system: a – set of seismic events involving occurrences of seismic swarm at Ebreichsdorf in 2000; b – set of seismic events involving occurrences of seismic swarm at Ebreichsdorf in 2013.



**Závěr**

Epicentrální oblast u Ebreichsdorfu se jeví jako velmi důležitá pro monitorování seismické aktivity v ČR právě proto, že v posledních desetiletích vykazuje zvýšenou seismickou aktivitu, která se makroseismicky projevila i na našem území. Zemětřesení z roku 2000 a 2013 byly pocítěny i v jižních částech České republiky, včetně Brna.

**Poděkování**

Rád bych poděkoval Mgr. Josefu Havířovi, Dr. za pomoc při tvorbě tohoto příspěvku a dále ÚFZ Brno za poskytnutá data.

Obr. 4: Časová distribuce zemětřesení s epicentry prostorově vázanými k oblasti 4: a – seismický roj u Ebreichsdorfu v roce 2000; b – seismický roj u Ebreichsdorfu v roce 2013.

Fig. 4: Temporal distribution of earthquakes with epicentres connected to area 4: a – seismic swarm at Ebreichsdorf in 2000; b – seismic swarm at Ebreichsdorf in 2013.

**Literatura**

- Beidinger, A. – Decker, K. (2011): 3D geometry and kinematics of the Lasee flower structure: Implications for segmentation and seismotectonics of the Vienna Basin strike-slip fault, Austria. – *Tectonophysics*, 499, 1–4, 22–40.
- Grad, M. – Brückl, E. – Majdański, M. et al. (2009): Crustal structure of the Eastern Alps and their foreland: seismic model beneath the CEL10/Alp04 profile and tectonic implications. – *Geophysical Journal International*, 177, 1, 279–295.
- Gutenberg, B. – Richter, C. F. (1944): Frequency of earthquakes in California. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 4, 185–188.
- Gutenberg, B. – Richter, C. F. (1945): Seismicity of the Earth: (Supplementary paper). – *Geological Society of America Bulletin*, 56, 603–667.
- Lenhardt, W. – Švancara, J. – Melichar, P. et al. (2007): Seismic activity of the Alpine-Carpathian-Bohemian Massif region with regard to geological and potential field data. – *Geologia Carpathica*, 58, 397–412.
- Linzer, H. – Decker, K. – Peresson, H. et al. (2002): Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, 354, 211–237.
- Ratschbacher, L. – Merle, O. – Davy, P. et al. (1991): Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, 10, 245–256.

# VÝZKUM POZDNĚ KVARTÉRNÍ AKTIVITY ZLOMU KOSÍŘE V HORNOMORAVSKÉM ÚVALU ANEB PROČ JE DOBRÉ STUDOVAT SVAHOVINY A SEISMOGRAMY



Late Quaternary slip at the Kosíř Fault of the Upper Morava Basin – an example of joint research using trenching and microseismic monitoring

Petr Špaček, Vít Ambrož

Ústav fyziky Země PřF MU, Tvrděho 12, 602 00 Brno; e-mail: spacek@ipe.muni.cz

(24-24 Prostějov, 24-22 Olomouc)

**Key words:** Upper Morava Basin, Kosíř Fault, active faulting, paleoseismology, Quaternary

## Abstract

Preliminary results of a research into the late Quaternary slip of a major fault in the seismically active Upper Morava Basin are given. Three trenches, up to 6 m deep, were excavated at the foot of the Kosíř Fault scarp near Stařečovice and Čelechovice. The exposed complex sequences of colluvium and loess, now only partly dated by OSL and  $^{14}\text{C}$ , is heavily faulted. The faulting is explained by a tectonic slip at the Kosíř Fault and, in the Stařečovice trench, also by simultaneous slope deformations. None of the faults do offset the Holocene topsoil but the youngest of them were clearly active after the deposition of the youngest loess and indicate the slip of up to 1.4 m in Late Pleistocene. In Čelechovice trenches the minimum vertical throw of 4 m is indicated for the lower part of the sequence with assumed Late Pleistocene age. The geometry of the deformed zone suggests an oblique normal faulting with significant strike-slip component. The sense of shearing in the horizontal plane was not resolved. Minimum tectonic slip rate of 0.1–0.3 mm/year in Late Pleistocene is suggested but this must be confirmed by new dating. Our observations reveal surprisingly young and large deformation which may suggest a temporary increase of tectonic activity during Late Pleistocene.

## Úvod

Tektonická aktivita většiny zlomů v Českém masivu v období kvartéru není dobře prostudována. Hlavním důvodem deficitu podrobnějších informací na toto téma je obtížnost výzkumu pohybů na „pomalých“ zlomech v oblasti opakovaně zasažené periglaciálními procesy při současném nedostatku akumulace sedimentů ve vyhovujících prostředích. Studie, které kvartérní pohyby na zlomech řeší detailně, se objevují teprve v posledních letech v rámci základního výzkumu či jako součást výzkumu aplikovaného na problematiku bezpečnosti jaderných elektráren, prováděného Ústavem fyziky Země MU (ÚFZ), Ústavem struktury a mechaniky hornin AVČR a spolupracujícími odborníky. Takové studie byly nebo jsou prováděny na sudetském okrajovém zlomu v Rychlebských horách (Štěpančíková et al. 2010), hlubockém zlomu v budějovické pánvi (Špaček et al. 2011), okrajovém zlomu chebské pánve (Štěpančíková et al. 2015), na zlomech v Hornomoravském úvalu (viz níže) a v severní části diendorfského zlomu u Miroslavi (Špaček et al. 2015, nepublikováno).

Důležitou součástí tohoto výzkumu je aplikování souboru metod, který využívá obor paleoseismologie. Postup zahrnuje zjištění přesné pozice zlomu a základní charakteristiky pokryvných sedimentů pomocí geofyzikálních metod, odkrytí akumulací sedimentů nad zlomem kopanými rýhami v blízkosti paty zlomového svahu, detailní studium stratigrafických poměrů a deformačního porušení těchto sedimentů, datování sedimentů a komplexní interpretace. Vzhledem k často složitým kombinacím sedimentačních i deformačních procesů ve specifickém prostředí zlomového svahu je vhodné provádět interpretaci na podkladu širokého spektra od-

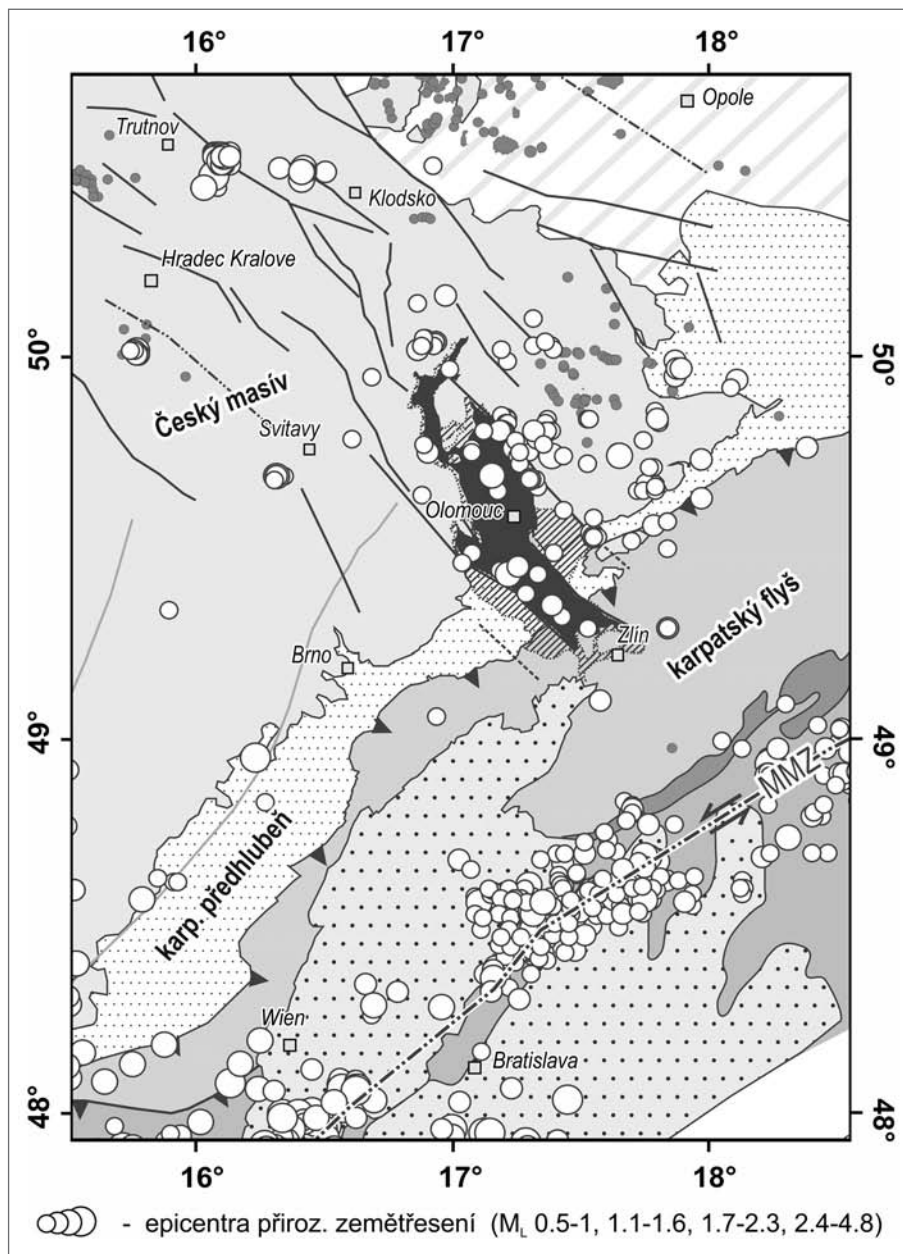
borných pohledů specialistů v oborech kvartérní geologie, sedimentologie a strukturní geologie.

Zcela odlišným, ale neméně důležitým pohledem na problematiku pohybů na zlomech je studium mikro-seismické aktivity, která indikuje pokračující uvolňování napětí křehkými rupturami ve svrchní zemské kůře a může naznačovat existenci zlomů, které jsou aktivní i v současnosti. Ve východní části České republiky je seismická monitorována 14 seismologickými stanicemi ÚFZ (viz [www.ipe.muni.cz](http://www.ipe.muni.cz)) a několika stanicemi spolupracujících institucí.

Níže uvedený příklad základního výzkumu aktivity zlomů řešeného v současnosti v oblasti Hornomoravského úvalu ilustruje způsob metodického řešení a možné výstupy takového kombinovaného postupu.

## Hornomoravský úval – stále aktivní pánev?

Jednou ze studovaných oblastí, kde je zvýšená míra aktivity zlomů v období kvartéru indikována geologickou stavbou i probíhající seismickou aktivitou, je Hornomoravský úval (HMÚ). HMÚ je komplexní systém plio-pleistocenních pánví založený na sz.–jv. zlomové struktuře (zlomové pásmo Hané) a superponovaný na alpský styk Českého masivu a vnějších Karpat. V nadloží hlavního plio-pleistocenního souvrství a pod středno- a svrchnopleistocenními terasami je lokálně vyvinuta až 60 m mocná akumulace fluvialních až fluviolakustrinních klastických sedimentů pravděpodobně středněpleistocenního stáří (Macoun – Růžička 1967; Růžička 1973), která indikuje pokračování subsidence během kvartéru přinejmenším v lokálním měřítku. Ačkoli pro aktivitu zlomů v období svrchního pleistocénu nemáme mnoho indikací, bezmála dvacetiletý seismologický monitoring ukazuje,



Obr. 1: Schematická mapa oblasti styku Alp, Karpat a Českého masivu s vyznačením pozice Hornomoravského úvalu a současné seismicity. Rozsah významných akumulací plio-pleistocenních sedimentů je označen černou barvou. Šrafované je označen rozsah reliktních výskytů sedimentů. Epicentra zemětřesení jsou označena bílými kolečky (katalog IPE2009; jevy z let 2000–2009 s lokálním magnitudem  $M_L \geq 0,5$ ). Šedá kolečka ukazují výskyt neovulkanitů. MMZ – zóna Mur-Mürz-Leitha (např. Lenhardt et al. 2007).

Fig. 1: Schematic map showing the position of the Upper Morava Basin System and current seismicity in the Alpine-Carpathian-Bohemian Massif junction region. The extent of major accumulations of Plio-Pleistocene sediments in the basin is indicated by black colour; hatching indicates the extent of relict sediments. Earthquake epicentres (white circles) are from IPE2009 catalogue (2000–2009,  $M_L \geq 0,5$ ). MMZ – Mur-Mürz-Leitha Zone (e. g., Lenhardt et al. 2007). Grey circles indicate the occurrences of Cenozoic volcanic rocks.

že HMÚ je součástí oblasti s regionálně anomální mírou recentní mikroseismické aktivity, jejíž geografický rozsah je přibližně vymezen spojnicí měst Trutnov, Svitavy, Zlín, Ostrava a Klodsko (tzv. zóna Nysa–Morava; např. Špaček et al. 2015a; obr. 1). Seismicky aktivní oblast nápadně koreluje s oblastí zvýšené migrace  $CO_2$ , která zřejmě primárně souvisí s doznívající magmatickou aktivitou

otevřeny tři kopané rýhy délky až 30 m a hloubky 4–6 m. V rýhách byly odkryty profily sekvencí různých typů svahovin, sprašovými hlínami se splachovými písky a štěrčiky, sprašemi a holocenním půdním horizontem. Ve svrchní části profilů vystupují v podloží této sekvence paleozoické sedimenty, zatímco v nižší části (v pokleslém bloku) nebylo podloží dosaženo (obr. 3).

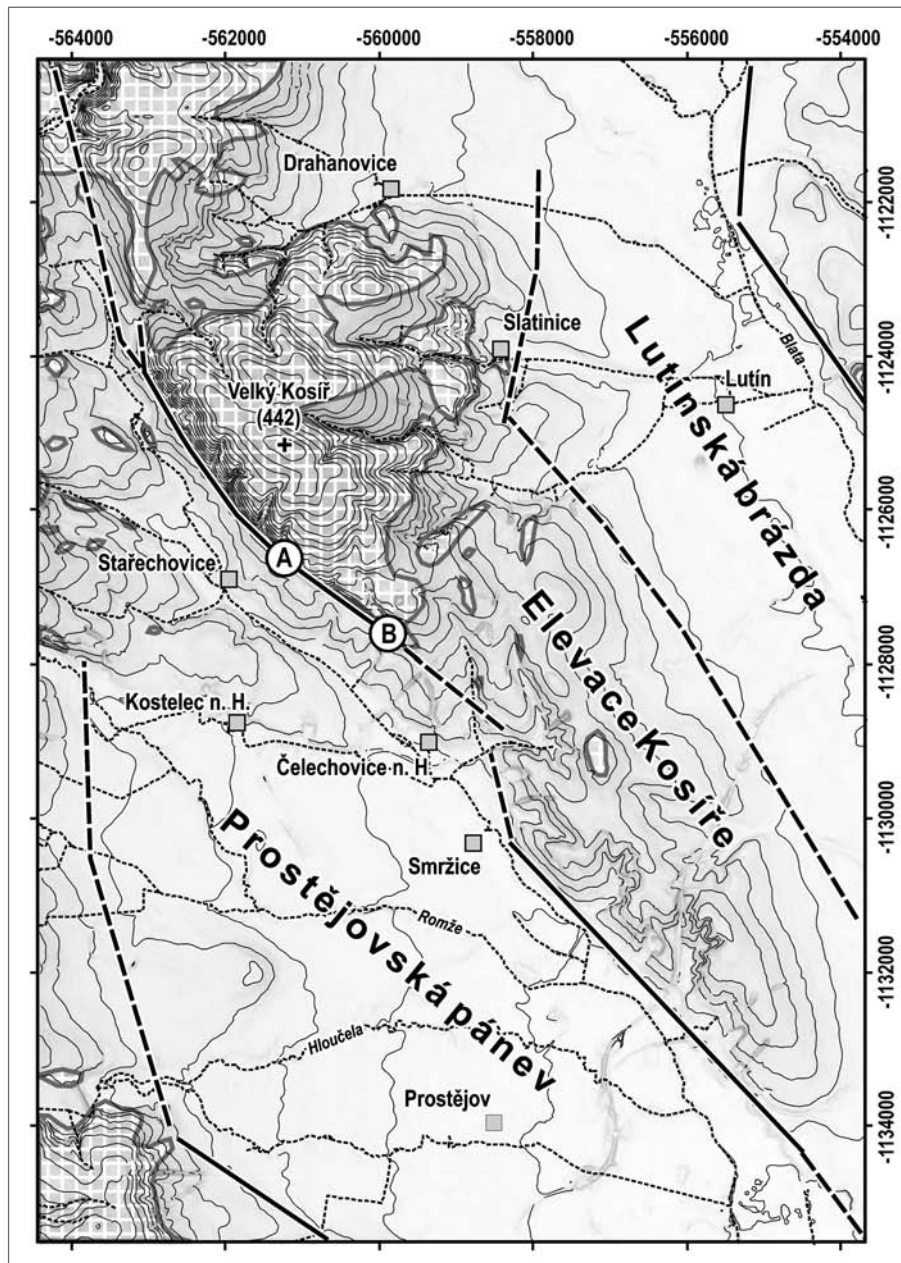
v litosféře, ale pravděpodobně odráží i specifický stav napjatosti ve svrchní kůře. To je podpořeno i zjištěnými ohniskovými mechanismy několika mikrozemětřesení, které indikují poklesy a pravostranné horizontální posuny na sz.–jv. až s.–j. orientovaných zlomech a tedy možnou lokální rotaci směru maximální komprese do subvertikální polohy a extenzní/transtenzní režim (Špaček et al. 2015a). Jihozápadní omezení seismicky aktivní oblasti je poměrně velmi ostré a v regionálním měřítku koinciduje se zlomovou zónou Nectava–Konica–Kvasice.

#### Výzkum zlomu Kosíře

V rámci probíhajícího výzkumu byl po regionálním průzkumu vybrán a detailně studován zlom, tvořící jihozápadní omezení elevace Velkého Kosíře (dosud bezjmenný zlom bude nadále označován jako zlom Kosíře). Tento sz.–jv. orientovaný zlom, omezující terciérní sedimenty prostějovského výběžku HMÚ, má výrazné morfologické projevy v délce > 20 km (obr. 2). Elektrická odporová tomografie v okolí Stařechovic a Čelechovic (předběžně např. Špaček et al. 2015b) a nově provedený mělký vrt u Stařechovic ukazují omezení pánve zlomem středně až strmě (50–80°) ukloněným k JZ a přítomnost až 20 m mocných akumulací kvartérních sedimentů v pánevní části svahu přímo pod stopou zlomu.

Na dvou vybraných lokalitách na zlomu (obr. 2) byly v průběhu let 2013–2015





Obr. 2: Schematická mapa oblasti elevace Kosíře s pozicí studovaného zlomu a lokalit výzkumu v kopaných rýhách. A – Rýha Stařechovice; B – rýhy Čelechovice 1 a 2.

Fig. 2: Schematic map showing the Kosíř elevation within the Upper Morava Basin, the position of the fault studied and the two trenching sites: A – trench Stařechovice; B – trenches Čelechovice 1 and 2.

### Rýha Stařechovice

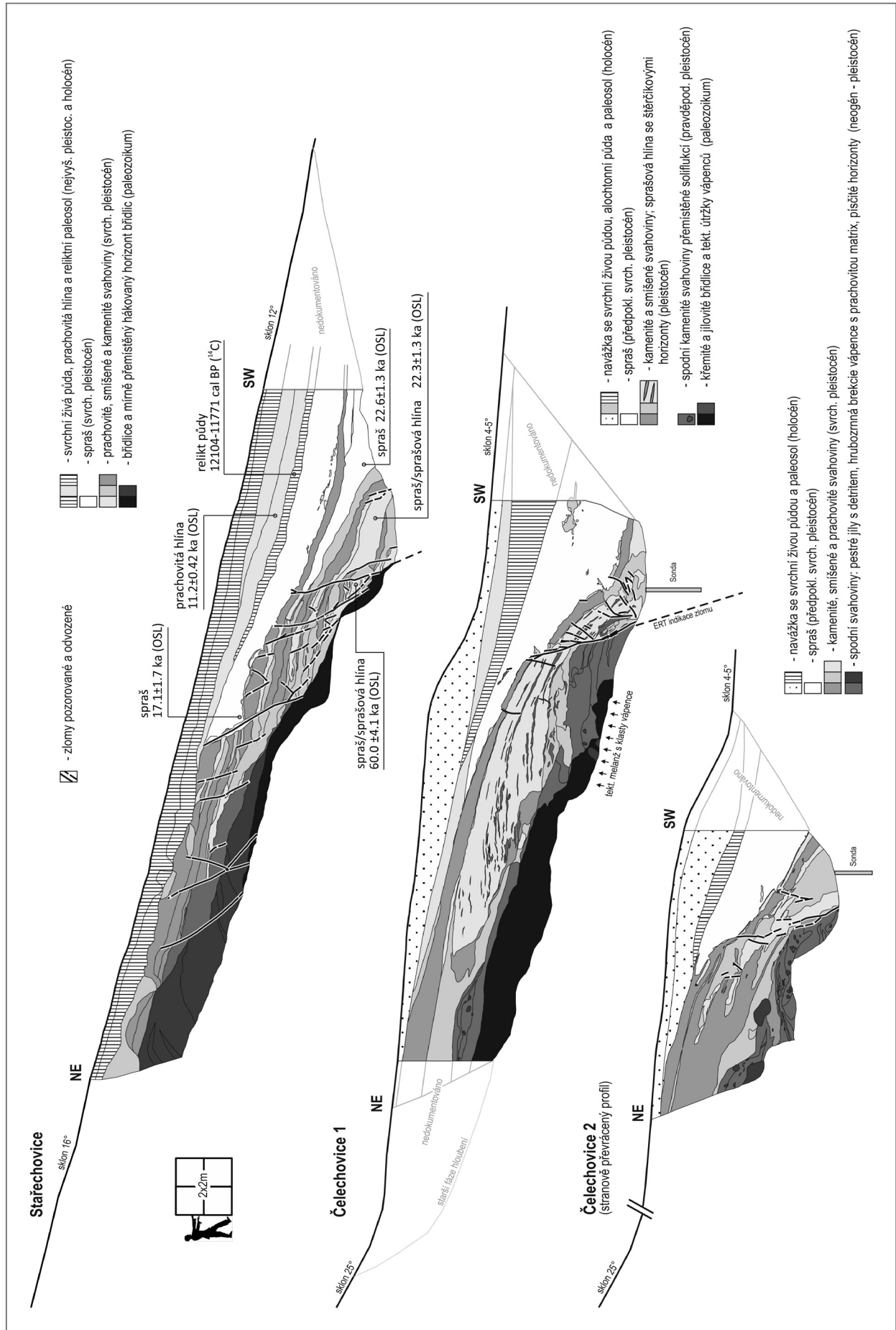
V první rýze na lokalitě Stařechovice (49,5347° N; 17,0637° E) je odkrytá sukcese sedimentů porušena systémem strmých (60–80°) zlomů s úklonem k JZ (obr. 3 a 4) a podružných antitetických zlomů. Charakter zlomů a porušení stratigrafie indikuje dominanci poklesové složky pohybu, přičemž pohyb na zlomech byl současný s různými fázemi akumulace sedimentů a aktivita zlomů progradovala směrem z pánve do svahu elevace. Vertikální složka posunu v odkrytých částech zlomů kolísá v rozmezí od <1 cm do 1,6 m. Podrobné datování sedimentů založené na šesti OSL a jednom 14C-AMS datu (provedeno v laboratořích Univerzity Gliwice; obr. 3) ukazuje stáří 75–12 tis. let BP a umožňuje časově šká-

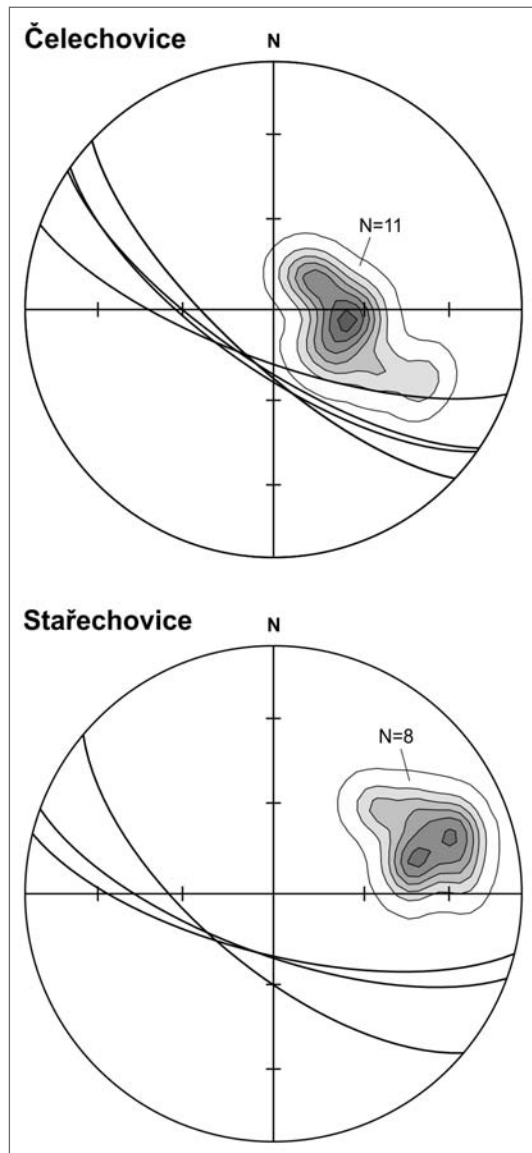
lovanou rekonstrukci sedimentačních a deformačních procesů. Hlavní, nejmladší zlom vykazuje relativně vysokou průměrnou rychlost posunu 0,2–0,3 mm/rok v období 17–11 tis. let BP. Charakter některých zlomů v této rýze (množství slepých zlomů, které nepokračují do předkvartérního podloží) indikuje kombinaci tektonických pohybů na aktivním zlomu a s nimi současných svahových pohybů, přičemž tyto dvě složky je obtížné rozlišit. Je třeba zdůraznit, že zjištěná rychlost posunu na zlomech v malém měřítku by z těchto důvodů neměla být přímo ztotožňována s rychlostí tektonického pohybu na zlomech ve velkém měřítku.

### Rýhy Čelechovice

Druhá lokalita nedaleko Čelechovic na Hané (49,5278° N; 17,0830° E) byla zvolena s ohledem na vyřešení tohoto problému v místě s menším sklonem svahu (5° pod stopou zlomu), kde výrazné svahové pohyby s hlubokým dosahem nejsou očekávány. Dvě paralelní rýhy zastihly strmý zlom sz.–jv. směru (sklon 70–75° k JZ), porušující celou sukcesii pod antropogenním sedimentem a pod bází půdního horizontu, který je neporušen (obr. 3 a 4). Charakter sedimentů v hloubce 1–2 m pod bází rýh byl zjišťován zaráženími sondami. Zdánlivý vertikální

skok na zlomu je 0,6–0,8 m pro svrchní část sukcese a minimálně 4 m pro spodní část sukcese koluvií. Morfologie zlomu je ve srovnání s rýhou u Stařechovic výrazně jednodušší – hlavní zlom s dominantním posunem je přímo asociován s doprovodnými protiklonnými zlomy, které porušují pouze pokleslý blok. Charakter zlomů, pozorovaný posun horizontů sedimentů a geofyzikální indikace ukazují na výraznou poklesovou složku pohybu a velmi pravděpodobně významnou horizontální složku, tedy šikmý pokles. Smysl pohybu a velikost obou jeho složek budou nadále studovány. Datování sedimentů není ukončeno – předpokládáme svrchnopleistocenní stáří celé sukcese a stáří nejmladších spraší porušených





Obr. 4: Orientace zlomů odkrytých v kovaných rýhách (oblouky) a konturové diagramy hustoty pólů vrstevnatosti/kliváže v paleozoických břidlicích a vápencích (v rýhách a v blízkém okolí). Spodní polokoule Lambertovy projekce.

Fig. 4: Orientation of the faults exposed in trenches (great circles) and density contour diagrams of bedding/cleavage poles in paleozoic shales and limestones (in trenches and close neighbourhood). Lower hemisphere of the Lambert projection.

Obr. 3: Zjednodušené profily odkryté v kovaných rýhách. Datované jsou prozatím pouze sedimenty rýhy Stařechovice. Radiouhlíkové datum je kalibrované atmosférickou kalibrační křivkou IntCal13 (Reimer et al. 2013) a uvedené s rozsahem 2σ.  
Fig. 3: Simplified logs of the trenches Stařechovice, Čelechovice 1 and 2. Only samples from the first trench were dated for the time being. Radiocarbon datum is BP calibrated by IntCal13 curve (Reimer et al. 2013) and given with 2σ range.



zlomem analogické s lokalitou Stařechovice, tj. < 20 tis. let. Holocenní pohyb na zlomu je kontraindikován neporušeným půdním horizontem.

**Závěr**

Přestože datování sedimentů z rýh Čelechovice ještě není dokončeno, na základě obdobného litologického vývoje v obou lokalitách a na základě pozorování minimálních pohybů na zlomech předpokládáme rychlost tektonického pohybu na zlomu v období pozdního pleistocénu v řádu 0,1–0,3 mm/rok. Takto přímo indikovaný posun na zlomu je poměrně rychlý a překvapivě mladý. Lze předpokládat, že by dlouhodobější tektonické pohyby této intenzity mohly být doprovázeny viditelnou odezvou ve svrchnopleistocenních fluvialních depozičních systémech HMÚ. Taková odezva však prozatím nikde v HMÚ nebyla jednoznačně prokázána a je tedy možné, že pozorovaný pohyb na zlomu Kosíře reprezentuje pouze krátkou periodu zvýšené aktivity, která kontinuálně ne navazuje na střednopleistocenní pohyby. V současnosti probíhá podobný výzkum na holešovském zlomu poblíž Brodku u Přerova. Jeho výsledky by mohly přispět k úplnějšímu obrazu mladé deformační historie zlomového pásma Hané.

S ohledem na potenciální aktivitu zlomů pásma Hané v současnosti (přestože na zlomu Kosíře byl holocenní pohyb vyloučen) a možný režim deformace formou epizodických pohybů se silnými seismickými jevy s dlouhými opakovacími periodami by struktura HMÚ měla být uvažována ve výpočtu seismického ohrožení.

Podrobné studium profilů kvartérními sedimenty v kovaných rýhách nabízí možnost hlubšího pochopení odezvy specifického sedimentačního prostředí svahů na lokální tektonické a regionální klimatické vlivy. Lze doufat, že srovnání podrobných dat s vysokým rozlišením z většího počtu lokalit v různých pozicích v budoucnu umožní odlišení těchto vlivů.

**Poděkování**

Výzkum v HMÚ je podporován projektem GAČR P210/12/0573 a projektem CzechGeo/EPOS LM2010008. Petr Špaček děkuje J. Krobotovi, P. Táboříkovi, P. Dleštíkovi, J. Valentovi a O. Bábkovi za provedení a podporu geofyzikálních měření v HMÚ, J. Švábovi, P. Štěpančíkové a J. Stemberkovi za pomoc s pracemi v rýhách, majitelům a uživatelům dotčených pozemků (M. Vysloužil; M. Bělejová, SEMO, a. s.; ROLS Lešany, s. r. o.; obec Čelechovice na Hané) za umožnění výkopových prací a rodině K. Sedláčka za jejich technickou realizaci.

## Literatura

- Lenhardt, W. – Švancara, J. – Melichar, P. – Pazdírková, J. – Havíř, J. – Sýkorová, Z. (2007): Seismic activity of the Alpine-Carpathian-Bohemian Massif region with regard to geological and potential field data. – *Geologica Carpathica*, 58, 4, 397–412.
- Macoun, J. – Růžička, M. (1967): The Quaternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the sediments of the continental glaciation. – *Sborník geol. věd (Antropozoikum)*, 4, 125–168.
- Reimer, P. J. et al. (2013): IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. – *Radiocarbon* 55, 4, 1869–1887.
- Růžička, M. (1973): Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. – *Sborník geologických věd (Antropozoikum)*, 9, 7–39.
- Špaček, P. – Prachař, I. – Valenta, J. – Štěpančíková, P. – Švancara, J. – Piskač, J. – Pazdírková, J. – Hanžlová, R. – Havíř, J. – Málek, J. (2011): Quaternary activity of the Hluboká Fault. Final report on research project. 199pp + appendices. – MS ÚFZ MU Brno. Dostupné na: [http://www.ipe.muni.cz/hluboka\\_fault](http://www.ipe.muni.cz/hluboka_fault).
- Špaček, P. – Bábek, O. – Štěpančíková, P. – Švancara, J. – Pazdírková, J. – Sedláček, J. (2015a): The Nysa-Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). – *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 104, 4, 963–990.
- Špaček, P. – Ambrož, V. – Tábořík, P. – Štěpančíková, P. (2015b): Digging for records of slow fault slip in the region with strong Pleistocene periglacial mass wasting: experience from the Bohemian Massif (Alpine-Carpathian foreland). – In: Blumetti A. M. et al. (eds.): 6<sup>th</sup> International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, 19–24 April 2015, Pescina, Fucino Basin, Italy *Miscellanea INGV* 27, 471–474.
- Štěpančíková P. – Hók J. – Nývlt D. – Dohnal J. – Sýkorová I. – Stemberk J. (2010): Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). – *Tectonophysics*, 485, 269–282.
- Štěpančíková, P. – Tábořík, P. – Fischer, T. – Hartvich, F. – Karousová, M. – Stemberk, J. – Nováková, L. (2015): Holocene activity of the Mariánské Lázně Fault (Cheb basin, Bohemian Massif): youngest proved surface faulting in central Europe? – In: Blumetti A.M. et al. (eds.): 6<sup>th</sup> International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, 19–24 April 2015, Pescina, Fucino Basin, Italy *Miscellanea INGV*, 27, 490–492.

# MODELOVÁ CIRKULACE FLUID V EXPERIMENTÁLNÍ NÁDOBĚ MOCK-UP-CZ

Mathematical modelling of fluid circulation in experimental vessel Mock-Up-CZ

Martin Šrámek, Tomáš Kuchovský

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 637 11 Brno; e-mail: 357647@mail.muni.cz

**Key words:** Mock-Up-CZ, numerical model, SHEMAT, convection cell

## Abstract

Experiment simulating the storage of spent nuclear fuel in the canister filled by bentonite mixture took place in the Center of experimental Geotechnics (CEG) on the Faculty of Civil engineering of the Czech Technical University in Prague during the years 2002–2006. After the realisation of the experiment it was shown, that both non-homogeneous geochemical and temperature fields were established. The main aim of the work was focused on the evaluation of the fluid flow characteristics inside the container, especially on the direction and flow velocities influenced by the increased temperature. Numerical modelling using the SHEMAT computer code was used to simulate the fluid flow.

Mathematical modelling confirmed the probable formation of the convection cells along the heater with variable velocities depending on the hydraulic and thermal properties of the bentonite mixture and on the physical properties of the saturating fluid. The generated flow field could be the driving force for the geochemical non-homogeneities.

## Úvod

Ukládání vyhořelého jaderného odpadu je jedním z aktuálně řešených problémů v řadě vyspělých států světa, které disponují jadernou energetikou. V rámci dlouhodobého výzkumu probíhají in-situ experimenty simulující ukládání vyhořelého jaderného odpadu do kontejneru obklopeného inženýrskou a přírodní bariérou. Jedním z nich byl i experiment Mock-Up-CZ. Cílem práce bylo vytvoření matematického modelu experimentálního kontejneru pro ukládání vyhořelého jaderného odpadu a potvrdit, či popřít vznik konvekčních cel v nádobě. Samotný článek přibližuje modelování v programu SHEMAT, jehož cílem bylo posoudit variabilitu cirkulace fluid v kontejneru a odhalit její možné příčiny na vznik nehomogenit, které byly zjištěny při dismantlingu. Cirkulace fluid v uzavřeném kontejneru pro deponování vysoce aktivního paliva může vést k zásadnímu ovlivnění vlastností bentonitu i materiálu pláště kontejneru, což může vést až k omezení spolehlivé funkce primárních složek inženýrské bariéry.

## Experiment Mock-Up-CZ

Konstrukce fyzikálního modelu Mock-Up-CZ byla tvořena válcovou ocelovou nádobou s tloušťkou stěny 7,7 mm, vnějším průměrem 800 mm a výškou 2 240 mm. Nádoba byla vsazena do jámy (krychle) o hraně 3 m. Dno nádoby bylo tvořeno ocelovou deskou o tloušťce 50 mm, přivařenou k válcové nádobě. Víko nádoby tloušťky 50 mm bylo staženo k plášti za pomoci 16 svorníků o  $\varnothing$  22 mm, celá kontaktní plocha byla opatřena těsněním. Systém byl navrhnut pro vnitřní tlak až 5 MPa (Pacovský et al. 2007).

Prostor mezi topným tělesem a ocelovou nádobou byl vyplněn více než třemi sty tvárnici o tloušťce 70 mm,

tvořenými bentonitovou směsí s příměsí křemenného písku a grafitu. Zbýlý prostor byl podle Svobody a Vašíčka (2010) tvořen montážní spárou o tloušťce 25 mm vyplněnou vzduchem a 50 mm vnějším zásypem, vytvořeným ručně ztuhnutou směsí s identickým složením jako je složení tvárnic.

Vnitřní strana ocelového pláště byla opatřena zavodňovacím systémem, který umožňoval dlouhodobou hydrataci systému. Jednalo se o 4 perforované trubičky umístěné po 90° po obvodu válcového tělesa.

Hydratační systém byl oddělen od bentonitové bariéry dvojitou filtrační sítí, která umožňovala rovnoměrné vlhčení bentonitové bariéry (Svoboda – Vašíček 2010).

## Metodika

Hlavním cílem numerického modelování v programu SHEMAT (Bartels et al. 2003) bylo sestavit model kontejneru experimentální nádoby Mock-Up-CZ a za pomoci programových nástrojů určit a popsat charakteristiku proudění a distribuce teploty uvnitř bentonitové bariéry.

Program SHEMAT využívá k řešení numerických simulací proudění a přenosu tepla základní rovnice pro proudění vycházející z Darcyho zákona pro proudění tekutin v porézním médiu v kartézském koordinačním systému (x, y, z) (Bartes et al. 2003):

$$\underbrace{\rho_f g (\alpha + \Phi \beta)}_{S_s} \frac{\partial h_0}{\partial t} = \nabla \left[ \underbrace{\frac{\rho_f g k}{\mu}}_K (\nabla h_0 + \rho_f \nabla z) \right] + \underbrace{W_s \frac{\rho^*}{\rho_0}}_{W'} \quad 3.1$$

kde  $S_s$  je výraz pro koeficient specifické storativity,  $K$  je tenzor hydraulické vodivosti a  $W'$  vyjadřuje zdroje či úbytky

hmotových toků. Zbylé parametry vyjadřují referenční hydraulickou výšku  $h_o$ , relativní hustotu  $\rho_r$  a  $z$  je hloubka.

Teplu může být přenášeno v saturovaném, porézním prostředí třemi cestami: kondukcí skrz pevnou fázi, kondukcí přes kapalnou fázi, konvekci a advekci neboli prouděním kapaliny. Rovnice pro přenos tepla je podobná rovnici proudění tekutin a vychází ze zákona zachování energie (Clauser 1999).

Nedílnou součástí výpočtu je bezrozměrné Pecletovo číslo ( $P_e$ ), které kvantitativně určuje, zda v systému převažuje mechanická disperze či difuze, v tomto případě jestli dochází k přenosu tepla za pomoci advekce nebo teplotního gradientu. Pecletovo číslo je definováno jako,

$$P_e = \frac{Z \cdot u}{D} \quad 3.2$$

kde  $Z$  je délka transportu,  $u$  je průtoková rychlost kapalné fáze a  $D$  značí disperzní koeficient. To jestli dojde v systému ke konvekci je dáno hodnotou Rayleighova čísla. Ke konvekci dochází v materiálech, pro které tzv. Rayleighovo číslo  $Ra$  nabývá hodnoty větší než 1 000. Rayleighovo číslo může být vyjádřeno jako,

$$Ra = \frac{g \alpha \theta}{\nu k} D^4 \quad 3.3$$

kde  $D$  je tloušťka vrstvy,  $g$  tíhové zrychlení,  $\alpha$  tepelná roztažnost,  $\nu$  kinematická viskozita,  $k$  tepelná difuzivita,  $\theta$  superadiabatický teplotní gradient.

#### Okrajové podmínky

V programu SHEMAT (Bartels et al. 2003) nelze nastavit nepropustné hranice uvnitř modelu. Proto, aby veškerá voda injektovaná do modelu vrty simulujícími saturaci vodou zůstávala v bufferu, byly v zóně I, II a III reprezentující ocelovou nádobu (obr. 2), topné těleso a vzduch kolem modelu, nastaveny pórovitost a propustnost na extrémně nízké hodnoty ( $1 \cdot 10^{-30}$  resp.  $1 \cdot 10^{-50}$ ), které nemohou proudění ovlivnit.

Hydraulický gradient byl řešen tak, aby výsledný rozdíl hydraulických potenciálů zajistil veškerý transport média pomocí difuze. To bylo opakovaně testováno a do modelu byl v tomto případě hydraulický gradient I nastaven na  $4,5 \cdot 10^{-11}$ . Model byl řešen v režimu ustáleného proudění a při plné saturaci pórů.

Tepelné okrajové podmínky byly nastaveny jako zóny s konstantní teplotou. Topné těleso bylo simulováno jako okrajová podmínka s konstantní teplotou 95 °C. Stejně nastavení bylo použito i pro oblast simulující vzduchový obal na hodnotu 20 °C.

#### Vstupní parametry do modelování

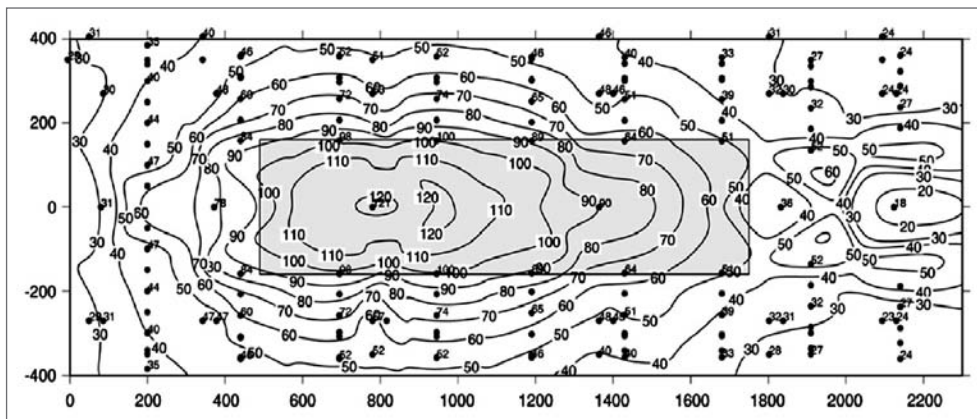
Vstupní modelová data byla převzata z literatury zabývající se výše zmíněným experimentem a odborné literatury (tab. 1). Model vychází z naměřeného rozložení teploty, které se ustálilo během pokusu po úplné saturaci experimentální nádoby vodou (obr. 1). Modelová oblast byla rozdělena do osmi zón na základě hydraulických a tepelných parametrů jednotlivých oblastí (viz. tab. 1). Hydraulické a tepelné parametry bufferu se měnily v závislosti na teplotě, podle vzdálenosti od topného tělesa (hodnota vzdáleností pro zóny IV až VIII je měřena od topného tělesa). Změnu hydraulických parametrů v souvislosti s teplotou zmiňuje např. Push et al. (2007). Rovněž Příkryl – Weishauptová (2010), kteří se zaměřili na objem, specifickou plochu a poloměr pórů v závislosti na teplotě, přicházejí se stejným závěrem. Okrajové podmínky a geometrie modelu byly zvoleny ve shodě s experimentem (obr. 2), kdy bentonitová bariéra byla rozdělena do pěti zón s odlišnými hydraulickými a tepelnými parametry. Základní velikost modelové buňky byla  $1 \times 1$  cm s tloušťkou 10 cm.

Vstupní parametry pro injektovanou vodu jsou následující: hustota ( $998 \text{ kg/m}^3$ ), tepelná vodivost ( $0,60 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ ), měrná tepelná kapacita ( $4187 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$ ), kompresibilita ( $4,5 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}$ ) (Bartels et al. 2003).

#### Výsledky a diskuze

Výstupem z programu SHEMAT (Bartels et al. 2003) jsou grafy znázorňující rozložení teploty, rychlost proudění ve směru osy X (šířka experimentální nádoby, obr. 3)

a rychlost proudění ve směru Z (výška experimentální nádoby, obr. 2). Proudění ve směru X je znázorněno v kladných a záporných hodnotách, kde hodnoty kladné znázorňují proudění do pravé strany a hodnoty záporné naopak do levé strany. Stejný princip je použit pro znázornění proudění ve směru Z, kde hodnoty kladné ukazují směr proudění nahoru a hodnoty



Obr. 1: Rozložení teploty v bentonitové bariéře experimentu Mock-Up-CZ; hodnoty na ose x a y jsou vzdálenosti v mm; numerická data jsou teploty v °C (Příkryl – Weishauptová 2010).

Fig. 1: Distribution of peak temperature in the buffer of the Mock-Up-CZ; the values on x and y axes are distances in mm; numerical data within picture are temperatures in °C (Příkryl – Weishauptová 2010).

Tab. 1: Vstupní hydraulické a tepelné parametry do programu SHEMAT (Push et al. 2007; Blomberg 2001).

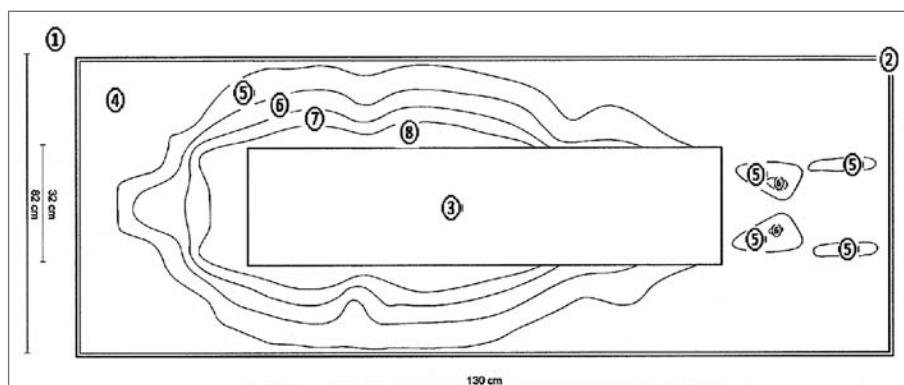
Tab. 1: Input data of hydraulic and thermal properties of the zones in program SHEMAT (Push et al. 2001; Blomberg 2001).

		Hydraulické parametry		Tepelné parametry	
		Pórovitost (n), (--)	Propustnost (K), (m <sup>2</sup> )	Tepelná vodivost (λ), (W/m·K)	Objemová tepelná kapacita (ρc), (J/cm <sup>3</sup> ·K)
Zóna I	Vzduch	--	--	0,026	1,21·10 <sup>-3</sup>
Zóna II	Ocelová nádoba	--	--	60	3,7
Zóna III	Topné těleso (obal)	--	--	60	3,7
Zóna IV	Buffer (22–19 cm)	0,55	9,86·10 <sup>-15</sup>	2,25	2,4
Zóna V	Buffer (18–15 cm)	0,52	1,58·10 <sup>-13</sup>	2,4	2,4
Zóna VI	Buffer (14–10 cm)	0,47	1,87·10 <sup>-13</sup>	2,5	2,4
Zóna VII	Buffer (9–5 cm)	0,49	2,27·10 <sup>-12</sup>	2,48	2,4
Zóna VIII	Buffer (4–0 cm)	0,46	2,07·10 <sup>-12</sup>	2,57	2,4

záporné pohyb vody směrem dolů. Interpretace naměřených dat vychází z aplikace základních rovnic proudění a přenosu tepla využívaných programem SHEMAT.

V modelu simulujícím proudění v experimentální nádobě Mock-Up-CZ můžeme vyčlenit dvě konvekční cely v horní části kontejneru zasahující nejméně do dvou horních třetin experimentální nádoby. Tyto dvě cely mají téměř zrcadlovou symetrii dle osy protínající střed kontejneru.

Kladné hodnoty proudění ve směru Z (obr. 3) v horní části nad topným tělesem naznačují pohyb směrem vzhůru k okraji kontejneru (A, obr. 3). Rychlost proudění zde dosahovala hodnoty 25 mm až 50 mm za den, směrem k okraji klesá na hranici 1,25 mm za den, následně se proudění stáčí směrem od topného tělesa (B, obr. 4). V zónách s vyšší propustností (VII, VIII; obr. 2) blíže topnému tělesu byla rychlost proudění ve směru osy X vyšší, nežli tomu je v zóně s nižší propustností. Tento trend dále pokračuje i ve vertikálním proudění směrem dolů, kdy hodnoty rychlosti proudění jsou nejvyšší v místech náležících zóně VI (obr. 2) s propustností odpovídající hodnotě 1,87·10<sup>-13</sup> m<sup>2</sup>. Dále k okraji nádoby se rychlost proudění snižuje až na hodnotu blízkou 1,25 mm za den. Během vertikálního pohybu směrem ke dnu nádoby byla horizontální složka rychlosti jen do 1,25 mm za den.



Obr. 2: Schématické rozdělení zón ve vertikálním řezu modelu, simulující experiment Mock-Up-CZ.

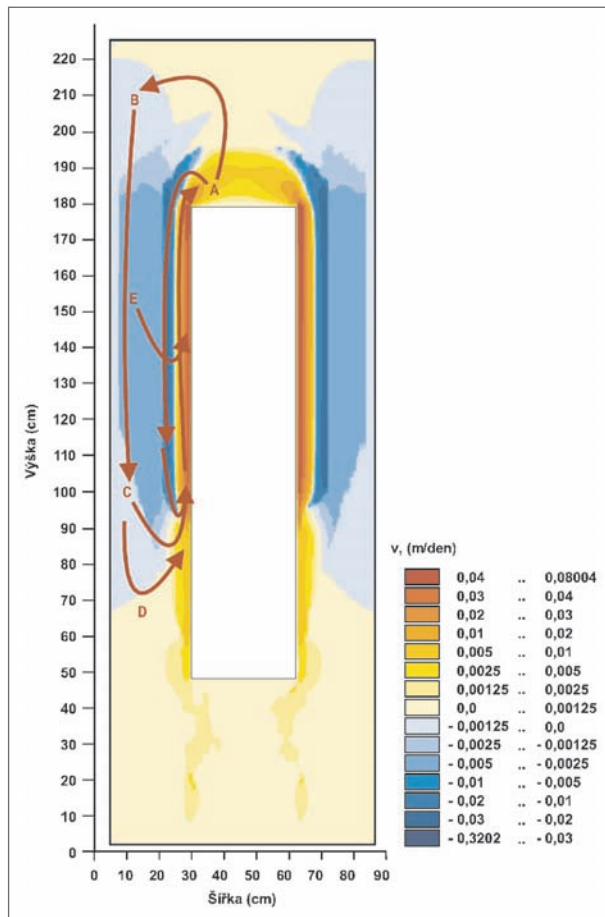
Fig. 2: Schematic division of zones in vertical cross-section of model simulating experiment Mock-Up-CZ.

Ve výšce 145 cm (E, obr. 4) dojde ke změně směru horizontálního proudění směrem ke středu nádoby, který zesiluje ve výšce 90–100 cm (C, obr. 4), kde dochází k otáčení směru proudění směrem vzhůru. Podél topného tělesa se rychlost vertikálního proudění směrem vzhůru pohybovala v rozmezí 80 až 1,25 mm za den na hranici styku proudění směrem dolů. Následně došlo k mírnému stočení proudění podél horního levého rohu topného tělesa směrem k topnému tělesu a opět směrem vzhůru. Část toku, která se ve výšce 90–100 cm neotočila a nevracela zpět, pokračuje až k bodu (D, obr. 3) okolo 70 cm nad dnem nádoby, kde pokračuje ve stejném trendu jako v bodu C.

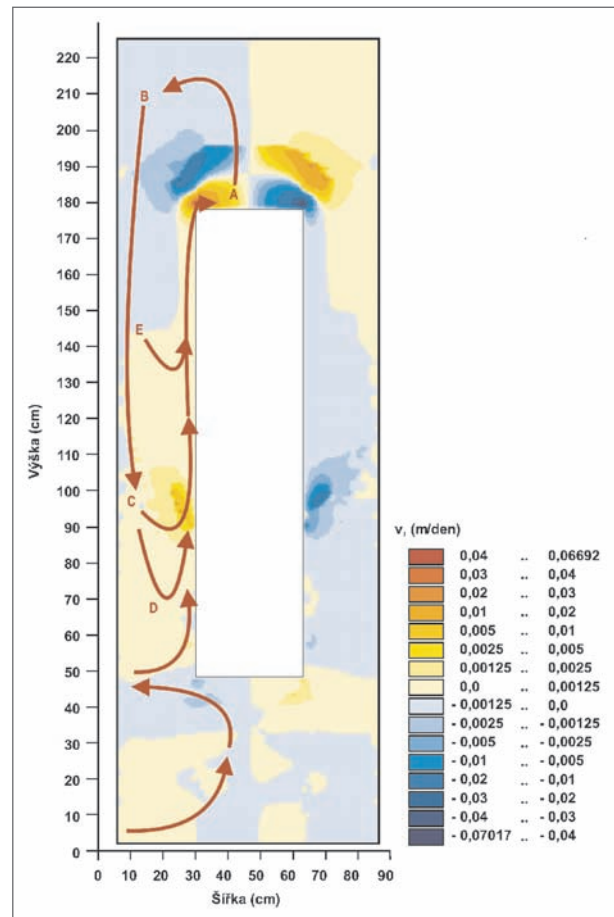
Data z modelu ukazují, že veškerá voda dostávající se do systému v dolní třetině experimentální nádoby měla tendenci vystupovat vzhůru a to rychlostí odpovídající až 1,25 mm za den. V levém dolním rohu proudění směřuje do středu, kde v důsledku nehomogenity (zóna s nižší propustností) dochází ke změně směru proudění a ve vzdálenosti 20 cm od spodní části topného tělesa se obrací směrem k okraji nádoby. Na úrovni topidla se opět stáčí směrem k topnému tělesu a směřuje do horní části experimentální nádoby rychlostí 5 mm za den v blízkosti topidla. Identický zrcadlově symetrický jev je pozorován na druhé straně modelu kontejneru.

Z modelování je patrné, že veliký vliv na rychlost proudění mají nejen fyzikální vlastnosti vody, ale i nehomogenity, které patrně vznikly v přípravné fázi fyzikálního experimentálního modelu. Z tensoru hydraulické vodivosti K (rovnice 3.1) je patrné, že při klesající viskozitě vody v závislosti na rostoucí teplotě, roste filtrační (Darcyho) rychlost. Přestože s vyšší teplotou je hustota nižší, ve srovnání se změnou viskozity se jedná o malý rozdíl a výsledná hodnota filtrační rychlosti bude vyšší.

Nehomogenity, které vznikly v samotném začátku fyzikálního experimentu, byly způsobeny pravděpodobně několika dílčími jevy. Samotné experimentální uspořádání ve fyzikálním modelu (tvárnice vyplněné směsí), pravděpodobně vedlo ke vzniku přednostní infiltrace. Při saturaci na frontě smáčení dochází k transportu ionů rozpouštěných ve vodě, které se sráží a rozpouštějí a pravděpodobně ovlivňují tepelně-hydraulické charakteristiky



Obr. 3: Rychlost proudění ve směru Z.  
Fig. 3: Flow speed in Z direction.



Obr. 4: Rychlost proudění ve směru X.  
Fig. 4: Flow speed in X direction.

(Karnland et al. 2009). Dalším jevem podílejícím se na nehomogenitě bufferu, je pokles plochy a celkového objemu pórů, zapříčiněný částečným rozpadem jílových agregátů majících rozměr do 3 mm. Poloměr makropórů se zvýšil dvojnásobně až trojnásobně z 500 nm na 1 500 nm v zónách s nejvyšší teplotou (85 °C) (Přikryl – Weishauptová 2010).

Vznik konvekčních cel v experimentální nádobě Mock-Up-CZ má pouze teoretický předpoklad a nelze jej experimentálně prokázat. Distribuce tepla je významný faktor a, přestože jej nelze prokázat jinak než teoreticky za pomoci matematického modelování, může se významně podílet na intenzitě geochemických procesů spojených s transformací bentonitu. Dominujícím procesem transportu v kontejneru je difúze vyjádřená Pecletovým číslem  $Pe$  (rovnice 3.2). Hodnota Rayleighova čísla ( $Ra = 1,74 \cdot 10^{-6}$ ) dopočítána vzorcem (3.3) nedosahuje hodnoty blízké se limitní hranici (kritická hodnota) pro vznik konvekčních cel, která je  $Ra = 103$ . Podle Kostoglou et al. (2013) závisí velikost kritické hodnoty Rayleighova čísla na podmínkách panujících v systému, ve kterém ke vzniku konvekčních cel došlo. Tudíž nelze vyloučit možný vznik konvekčních cel v bufferu. Míra konvekce narůstá se vzrůstajícím teplotním rozdílem a koeficientem tepelné vodivosti prostředí a klesá se vzrůstající viskozitou a chaotickým pohybem molekul.

Uvedené skutečnosti je potřeba brát v potaz při hodnocení výsledků numerického modelování. I přes veškerou snahu o dodání nejpřesnějších vstupních dat může

být chování konvekčních cel nebo jejich existence uvnitř nádoby odlišná, poněvadž vychází z teplotních podmínek v zadaném poli při zadaných okrajových podmínkách a vlastnostech domény. A to při předpokladu, že by v reálné nádobě opravdu mohlo dojít ke vzniku konvekčních cel.

### Závěr

Z numerického modelování, při zadaných okrajových podmínkách a vlastnostech zón, můžeme uvažovat o vytvoření nehomogenit, kde je rychlost proudění ve směru Z podél topného tělesa dána především hydraulickými parametry konkrétní nehomogenní zóny. Stejně podmínky platí pro rychlost proudění ve směru X. Dalším faktorem přispívajícím k rozdílným rychlostem proudění jsou fyzikální vlastnosti vody, jako jsou její hustota a viskozita, které se mění s teplotou vody. Při rozebírání fyzikálního modelu byly potvrzeny nehomogenity v bentonitové bariéře. Zda byly způsobeny v samotném počátku nebo při zahřívání, saturaci či až následně při teoretickém formování konvekčních cel tato práce neřeší. Podle proudění je však jasné, že konvekční cely následně významně ovlivňují geochemické procesy v zónách s vyšší rychlostí proudění a teplotou.

### Poděkování

Autoři článku děkují za konzultace kolegům z pracoviště CEG ČVUT v Praze. Článek vznikl za podpory Projektu OPVK 2.3. – CZ.1.07/2.3.00/20.0052 ReWaNuSa.



**Literatura**

- Bartels, J. – Clauser, C. – Kühn, M. (2003): SHEMAT – Simulator for Heat and Mass Transport (verze 7.1) [počítačový program]. – Springer Verlag, Heidelberg-Berlin.
- Blomberg, T. (2001): HEAT3 – Three-dimensional heat transfer (manuálk verzi 4.0) [počítačový program] – Blocon Sweden (www.buildingphysics.com), Nordmannavagen 96, SE-224 75 Lund, Sweden.
- Bartels, J. – Clauser, C. – Kühn, M. (2003): Numerical Simulation of Reactive Flow using SHEMAT. – In: Clauser C. (ed.), Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers – SHEMAT/Processing SHEMAT, Springer Verlag, Heidelberg-Berlin, 5–74.
- Clauser, C. (1999): Thermal Signatures of Heat Transfer processes in the Earth's Crust (Lecture Notes in Earth Science), 85. – Springer Verlag, Heidelberg-Berlin, 111 str.
- Karnland, O. – Olsson, S. – Dueck, A. – Birgersson, M. – Nilsson, U. – Hernan-Hakansson, T. – Pedersen, K. – Nilsson, S. – Erikson, T-E. – Rosborg, B. (2009): Long-term test of buffer material at the ÄspöHard Rock Laboratory, LOT project. – Final report on the A2 test parcel. SKB TR-09-29, SvenskKärnbränslehantering AB.
- Kostoglou, M. – Evgenidis, S. P. – Karapantsios, T. D. (2013): Unexpected natural convection heat transfer for small Rayleigh numbers in external geometry. – International Journal of Heat and Mass Transfer, 64, 773–782. Amsterdam.
- Pacovský, J. – Svoboda, J. – Zapletal, L. (2007): Saturation development in the bentonite barrier of the Mock-Up-CZ geotechnical experiment. – Physics and Chemistry of the Earth, 32 (8–14): 767–779.
- Příkryl, R. – Weishauptová, Z. (2010): Hierarchical porosity of bentonite-based buffer and its modification due to increased temperature and hydration. – Applied Clay Science, 47 (1–2): 163–170.
- Push, R. – Pacovský, J. – Čechová, Z. (2007): Are all smectite clays suitable as “buffer”? – Physics and Chemistry of the Earth, část A/B/C 32 (1–7), 116–122.
- Svoboda, J. – Vašíček, R. (2010): Preliminary geotechnical results from the Mock-Up-CZ experiment. – Applied Clay Science, 47(1–2): 139–146.

## VZTAH MEZI PŘIROZENOU RADIOAKTIVITOU HORNIN A PŮD NA NICH VYTVOŘENÝCH – ZÁKLADNÍ PROBLÉM INTERPRETACE DAT ZÍSKANÝCH LETECKOU A TERÉNNÍ GAMASPEKTROMETRIÍ

The relationship between the natural radioactivity of rocks and soils formed on them – the basic problem of the interpretation of data gathered by airborne and field gamma-ray spectrometry

Jiří Zimák

Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(14-12 Deštné, 14-22 Jeseník, 14-24 Bělá pod Pradědem, 14-41 Šumperk, 14-42 Rýmařov, 14-43 Mohelnice, 14-44 Šternberk, 15-13 Vrbno pod Pradědem, 15-33 Moravský Beroun, 23-42 Třebíč, 24-21 Jevíčko, 24-23 Protivanov, 24-33 Moravský Krumlov, 24-41 Vyškov)

**Key words:** soils, rocks, gamma-spectrometry, natural radioactivity, gamma dose rate

### Abstract

The objective of this study was to assess the amount of natural radionuclides in fresh parent rocks and their effect on natural radioactivity of soils developed from them. Forty-five fresh rocks consisting mainly of granitoids, syenitoids, acid to basic metavolcanites, mica schists, gneisses, quartzites, serpentinites, sandstones, graywackes, and limestones and their corresponding overlying soils were sampled for laboratory gamma-ray spectrometric analysis. Contents of potassium, uranium and thorium were converted to mass activity of  $^{226}\text{Ra}$  equivalent ( $a_m$ ) and terrestrial gamma radiation dose rate ( $D$ ). Data are tabled and discussed.

The highest  $a_m$  values occurred in syenitoids ( $386\text{--}441\text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) followed by granitoids, mica schists, greywackes and gneisses, whereas the lowest  $a_m$  values were found in quartzose sandstones ( $15\text{--}36\text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) followed by limestones (less than  $15\text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) and serpentinites (less than  $6\text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ). The natural radioactivity of soils is usually slightly lower than that of parent rocks due to the lower content of potassium, uranium and thorium in soils. This is typical for granitoids, syenitoids and rocks of similar mineralogical composition. In soils developed on granitoids and syenitoids were found increased concentrations of all three elements in the grain size fraction below  $0.063\text{ mm}$ . Soils developed on rocks with low natural radioactivity (such as limestones and serpentinites) tend to have significantly higher natural radioactivity than their parent rocks. This may complicate the interpretation of data obtained by airborne gamma-ray spectrometry.

### Úvod

Při interpretaci dat získaných leteckou nebo terénní gamaspektrometrií může být zásadním problémem vztah mezi obsahem přirozených radioaktivních prvků v hornině a v půdě na ní vytvořené. V literatuře lze často najít formulace typu „obecně platí, že půdy a zvětralé vrstvy mají obsahy K, U, Th menší než nerozrušená podložní hornina“ (např. Matolín – Chlupáčová 1997). Výsledky předložené práce umožňují posoudit, do jaké míry jsou taková tvrzení oprávněná.

### Vzorky a metody

Vzorky hornin a půd byly odebrány na 45 lokalitách (I až XLV) ve v. části Českého masivu. Nejzákladnější údaje o těchto lokalitách poskytuje přehled v tabulce 1.

Všechny lokality jsou na elevacích, na nichž vždy vystupuje pouze jeden horninový typ, půdy nejsou ovlivněny zemědělskou činností a genetické sepětí půdy s horninou je zde víceméně jisté. V prostoru každé lokality byly odebrány nejméně tři vzorky hornin a nejméně tři půdní vzorky (celkem jde o 514 vzorků).

Vzorky půd byly odebírány z hloubky zhruba 15 až 20 cm pod povrchem (šlo o luvisoly a leptosoly, horizonty A až C, dominantně B), případné větší fragmenty hornin byly odstraněny. Po vysušení byly z půdních vzorků pomocí stavebního síta odděleny úlomky hornin a také fragmenty rostlin o velikosti cca nad 5 mm. Po stanovení obsahu K,

U a Th v takto připravených půdních vzorcích (viz níže) byly vzorky půd z téže lokality spojeny do vzorku jediného. Z tohoto vzorku byly síťováním za sucha za použití sady sít s velikostí oka 2 mm, 0,5 mm a 0,063 mm připraveny čtyři zrnitostní frakce. Frakce pod 0,063 mm byla přímo použita ke stanovení obsahu K, U a Th. Frakce 0,063 až 0,5 mm a 0,5 až 2 mm byly na sítích propláchnuty vodou, a tak z nich byly odstraněny jak menší částice, ale v podstatné míře i zbytky suché rostlinné hmoty. Obě frakce byly následně vysušeny a použity ke stanovení obsahu K, U a Th. Frakce nad 2 mm dále využita nebyla, i když její přítomnost může i zásadně ovlivnit celkový obsah sledovaných prvků v půdě (obsah K, U a Th ve frakci nad 2 mm víceméně odpovídá obsahu těchto prvků v matečné hornině). Uvedeným způsobem byly zpracovány půdní vzorky z 20 lokalit.

V horninových a půdních vzorcích byly na PŘF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu  $0,35\text{ dm}^3$  (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy draslíku, uranu a thoria. Před měřením byly horninové vzorky rozdrceny a uzavřeny do krabiček o objemu 250 ml, v nichž byly následně měřeny. Hmotnost takto připravených vzorků se pohybovala kolem 400 gramů. Stejně krabičky byly použity i pro půdní vzorky.

Přirozená radioaktivita hornin a půd je hodnocena na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu  $^{226}\text{Ra}$  ( $a_m$ ) a též dávkového příkonu záření gama terestrického půvo-

Tab. 1: Přehled odebraných vzorků.  
Tab. 1: List of samples.

lokality	typ horniny	geol. jednotka	katastrální území
I	ortorula	keprnická sk.	Bukovice u Velkých Losin
II	ortorula	keprnická sk.	Pekařov
III	metaprachovec	zábřežská sk.	Krchleby na Moravě
IV	metadroba	zábřežská sk.	Lupěné
V	amfibolit	zábřežská sk.	Hynčina
VI	fylonit	desenská sk.	Kouty nad Desnou
VII	fylit	vrbenká sk.	Domašov u Jeseníka
VIII	svor	vrbenká sk.	Kouty nad Desnou
IX	svor	sk. Branné	Kouty nad Desnou
X	ortorula	sněžnicko-gierałtowska sk.	Velký Uhřínov
XI	ortorula	sněžnicko-gierałtowska sk.	Kunštát u Orlického Záhoří a Malá Zdobnice
XII	svor	mlynowiecko-strońska sk.	Sedloňov
XIII	metakeratofyr	vrbenká sk.	Oskava
XIV	světlý metatuf	vrbenká sk.	Horní Město
XV	bazický metatuf	vrbenká sk.	Plinkout
XVI	kvarcit	staroměstská sk.	Petrův
XVII	mylonitovaná ortorula	keprnická sk.	Adolfovice
XVIII	amfibolit	vrbenká sk.	Adolfovice
XIX	metaprachovec	sk. Videlského potoka	Domašov u Jeseníku
XX	granit	žulovský pluton	Kobylá nad Vidnavkou
XXI	granit	žulovský pluton	Stará Červená Voda
XXII	kvarcit	vrbenká sk.	Rejvíz
XXIII	droba	hornobenešovské s.	Dalov
XXIV	paleobazalt	stínavsko-chabičovské s.	Chabičov
XXV a XXVI	vápňitý pískovec	jizerské s.	Gruna
XXVII	vápňitý pískovec	jizerské s.	Bohdalov
XXVIII	vápenec	macošské s.	Březina
XXIX a XXX	granit až křemenný syenit	třebíčský masiv	Pocoucov
XXXI	granit až křemenný syenit	třebíčský masiv	Ptáčov
XXXII	granit až křemenný syenit	třebíčský masiv	Kožichovice
XXXIII	droba	protivanovské s.	Obectov
XXXIV	droba	protivanovské s.	Loštice
XXXV	droba	hornobenešovské s.	Komora a Hejnov
XXXVI	migmatit	příkrov Keprníku	Adolfovice
XXXVII	serpentinit	ve staroměstských pásmech	Raškov-Ves
XXXVIII	granit	žulovský pluton	Žulová
XXXIX	droba	andělskohorské s.	Dlouhá Voda
XL	paleobazalt	stínavsko-chabičovské s.	Moravský Beroun
XLI	vápenec	macošské s.	Lipovec
XLII a XLIII	vápenec	macošské s.	Suchdol
XLIV a XLV	serpentinit	gföhlská jednotka	Mohelno

du (D). Z výsledků gamaspektrometrických analýz byly tyto parametry vypočteny pomocí vztahů  $a_m = (0,077 \times 313K) + 12,35U + (1,43 \times 4,06Th)$ ,  $D = (0,043 \times 313K) + (0,427 \times 12,35U) + (0,662 \times 4,06Th)$ , do nichž je obsah K dosazován v hm. %, obsahy U a Th v ppm (UNSCEAR 1988; Matolín – Chlupáčová 1997; Ngachin et al. 2007).

**Výsledky a diskuze**

V tabulce 2 jsou sumarizovány výsledky všech gamaspektrometrických stanovení K, U a Th ve vzorcích matečných hornin (sloupce s označením „h“) a ve vzorcích půd, které se na těchto horninách vytvořily („p“), a též vypočtené hodnoty  $a_m$  a D. Jednotlivé soubory matečných hornin a půd (tj. vzorky z jedné lokality) jsou v tabulce 2

seřazeny podle rostoucí hodnoty poměru  $D_{půda}/D_{hornina}$ . Tabulka 3 shrnuje údaje o obsazích K, U, Th a z nich vypočtených hodnotách  $a_m$  ve třech studovaných frakcích půd, které jsou v tabulce a následujícím textu označovány jako HP (0,5 až 2 mm, tj. velmi hrubozrnný a hrubozrnný písek), JP (0,063 až 0,5 mm, tj. středně zrnitý, jemnozrnný a velmi jemnozrnný písek) a S+J (pod 0,063 mm, tj. částice zrnitostně odpovídající siltu a jílu).

Významné či zajímavé poznatky jsou komentovány v následujících odstavcích:

1. Hodnota poměru  $D_{půda}/D_{hornina}$  na 45 studovaných lokalitách se pohybuje v intervalu 0,38 až 21,45. Na 25 lokalitách (tj. 56 % lokalit) je přirozená radioaktivita půdy nižší než přirozená radioaktivita matečné horniny, lhostejno zda jako kritérium použijeme vypočtené hodnoty D nebo  $a_m$ .

2. Na horninách s relativně vysokými obsahy K (nad cca 1 hm. %) se formují půdy, které obvykle mají nižší obsah draslíku než matečná hornina, jen někdy je v nich obsah draslíku mírně vyšší (hodnota poměru  $K_{půda}/K_{hornina}$  je do 1,2). Na horninách s nízkými obsahy K (pod cca 1 hm. %) vznikají půdy, které mají vyšší obsah draslíku než matečná hornina, často velmi výrazně – v rámci studovaného souboru hornin je to charakteristické pro pískovce, kvarcity, serpentinity a vápence. Zcela analogické chování bylo zaznamenáno i v případě uranu a thoria. Proto půdy vznikající na výše vyjmenovaných horninách vykazují výrazně vyšší přirozenou radioaktivitu ve srovnání přirozenou radioaktivitou matečných hornin (viz data v tab. 2).

3. Z dat v tabulce 2 by bylo možno usuzovat, že na horninách s poměrně vysokou přirozenou radioaktivitou (např. granitoidy a syenitoidy) se formují půdy, jejichž přirozená radioaktivita je sice relativně vysoká, avšak nižší než u matečných hornin (hodnota poměru  $D_{půda}/D_{hornina}$  je 0,66 až 0,98). Pro studovaný soubor sedmi granitoidů + syenitoidů a půd na nich vytvořených to bez výjimky platí, obecnou platnost však toto tvrzení nemá (viz např. Gong et al. 2013).

4. Data v tabulce 3 umožňují odpovědět na otázku, zda jsou v půdách přirozené radioaktivní prvky přednostně

Tab. 2: Průměrné obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v horninách (h) a půdách (p), vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity ekvivalentu <sup>226</sup>Ra (a<sub>m</sub>) a dávkového příkonu gama (D).

Tab. 2: Average contents of natural radioactive element (K, U, Th) in rocks (h) and soils (p), calculated values of mass activity of <sup>226</sup>Ra equivalent (a<sub>m</sub>) and gamma radiation dose rate (D).

lokality	hornina	K (hm. %)			U (ppm)			Th (ppm)			a <sub>m</sub> (Bq·kg <sup>-1</sup> )			D (nGy·h <sup>-1</sup> )		
		h	p	p/h	h	p	p/h	h	p	p/h	h	p	p/h	h	p	p/h
VII	fylit	3,0	0,8	0,26	2,1	1,1	0,52	7,6	4,0	0,53	144	56	0,39	73	28	0,38
XIV	světlý metatuf	3,6	3,0	0,82	5,4	2,0	0,36	19,1	7,8	0,41	266	142	0,53	129	72	0,56
XVI	kvarcit	0,2	1,0	5,56	2,4	0,8	0,31	13,7	4,4	0,32	114	59	0,52	52	29	0,56
XXI	granit	3,4	2,5	0,72	3,9	2,4	0,63	17,4	10,6	0,61	232	151	0,65	113	74	0,66
XIX	metaprachovec	1,7	1,1	0,66	1,6	1,5	0,90	6,9	4,6	0,67	100	71	0,71	49	35	0,71
XXXVI	migmatit	1,4	0,7	0,53	0,6	0,4	0,73	7,2	6,6	0,92	82	61	0,74	41	30	0,73
XII	svor	3,6	2,4	0,68	3,6	2,9	0,81	15,0	11,8	0,78	218	163	0,75	108	80	0,74
XXIX	křemenný syenit	4,1	3,9	0,95	11,1	5,9	0,53	35,4	27,8	0,79	441	328	0,74	209	158	0,76
XX	granit	3,1	3,0	0,96	3,3	2,0	0,58	11,7	7,7	0,66	184	141	0,77	91	71	0,78
XXX	křemenný syenit	3,8	3,8	1,00	11,2	6,3	0,56	31,6	25,0	0,79	415	316	0,76	196	152	0,78
XXXIII	droba	2,8	1,9	0,65	4,0	3,6	0,92	12,0	10,3	0,86	187	149	0,80	91	72	0,79
XL	diabas	6,6	3,9	0,59	0,9	2,1	2,26	3,0	6,4	2,14	189	157	0,83	102	80	0,79
IX	svor	2,5	1,6	0,66	2,0	1,8	0,92	10,6	11,1	1,05	146	126	0,87	72	61	0,85
I	ortorula	2,6	1,8	0,69	0,9	1,7	1,94	7,0	6,4	0,91	113	101	0,89	58	50	0,87
XXXIX	droba	1,7	1,8	1,03	2,3	2,0	0,87	11,0	8,2	0,74	134	116	0,86	65	57	0,87
VI	fylonit	2,1	1,7	0,84	1,5	1,6	1,02	7,1	6,1	0,86	110	97	0,88	55	48	0,88
XXXIV	droba	1,9	1,5	0,79	1,4	1,5	1,12	9,3	8,6	0,92	117	105	0,90	58	51	0,89
III	metaprachovec	2,2	1,8	0,83	1,7	1,9	1,10	8,5	7,9	0,93	123	112	0,91	61	55	0,91
XXXII	křemenný syenit	4,3	4,6	1,08	12,1	7,6	0,63	31,4	31,7	1,01	435	390	0,90	206	188	0,91
XXXI	křemenný syenit	4,1	4,7	1,15	6,9	4,8	0,69	34,8	30,6	0,88	386	349	0,91	185	170	0,92
XVII	ortorula	2,1	1,5	0,69	1,0	1,2	1,19	4,1	5,8	1,39	86	83	0,96	44	41	0,93
X	rula	4,6	3,4	0,72	1,1	1,9	1,80	8,2	11,5	1,41	172	171	0,99	90	86	0,96
XXXV	droba	1,9	2,0	1,06	2,7	2,4	0,88	11,1	10,1	0,91	144	136	0,95	70	67	0,96
XXXVIII	granit	3,8	4,4	1,15	2,6	1,3	0,52	13,6	12,5	0,92	203	196	0,96	102	100	0,98
XXIII	droba	1,9	1,7	0,92	2,5	2,7	1,06	9,4	9,8	1,04	132	132	1,00	64	64	0,99
II	ortorula	2,6	2,3	0,87	0,9	1,7	1,89	5,7	7,0	1,23	108	117	1,09	55	59	1,06
XIII	metakeratofyr	2,5	2,2	0,88	1,6	2,5	1,51	8,6	10,0	1,16	130	140	1,08	65	69	1,06
XV	bazický metatuf	2,5	2,6	1,03	1,3	1,4	1,04	2,4	3,1	1,31	90	97	1,08	47	50	1,07
XXIV	paleobazalt	4,9	4,5	0,92	3,6	4,8	1,34	3,6	5,6	1,55	184	201	1,09	95	101	1,07
XI	rula	4,1	4,1	1,02	2,3	2,1	0,90	8,2	11,4	1,40	174	191	1,10	89	97	1,09
VIII	svor	2,0	2,1	1,01	2,1	2,2	1,06	10,2	12,3	1,21	134	149	1,11	66	73	1,10
IV	metadroba	1,3	1,2	0,95	2,1	2,3	1,11	4,9	6,4	1,31	85	95	1,12	42	46	1,11
XVIII	amfibolit	1,3	1,3	0,94	1,0	2,3	2,35	1,8	2,5	1,42	54	73	1,34	28	36	1,28
XXVI	pískovec	0,7	0,9	1,21	0,3	0,6	1,67	1,4	2,8	2,01	29	44	1,49	15	22	1,46
XXVII	pískovec	0,6	1,0	1,54	0,5	1,2	2,30	2,4	3,5	1,46	36	58	1,64	18	29	1,62
V	amfibolit	0,1	0,4	3,20	0,5	0,5	0,96	1,0	1,6	1,59	15	25	1,61	7	12	1,69
XLIV	serpentinit	<0,1	<0,1		<0,3	0,4	1,54	<0,3	1,1	5,00	6	13	2,21	3	6	2,09
XXII	kvarcit	0,4	1,9	4,42	1,9	3,3	1,74	6,2	11,2	1,80	70	151	2,17	33	73	2,24
XXV	pískovec	0,2	0,9	3,91	0,3	1,1	3,67	1,0	4,3	4,20	15	60	4,00	7	30	4,01
XXXVII	serpentinit	<0,1	0,3	4,43	<0,3	0,5	2,65	<0,3	2,1	10,35	5	26	4,97	2	13	5,04
XLII	vápenec	<0,1	1,0	14,86	1,0	3,0	3,11	0,3	11,7	38,87	15	130	8,51	7	61	9,00
XLV	serpentinit	<0,1	0,5	7,71	<0,3	1,1	5,60	<0,3	4,6	19,83	5	53	9,86	3	25	9,89
XLIII	vápenec	<0,1	0,9	12,57	0,4	2,7	6,00	<0,3	10,3	44,60	9	114	13,38	4	54	13,76
XXVIII	vápenec	<0,1	1,3	19,85	0,5	2,7	5,83	0,3	11,2	41,33	9	131	14,52	4	62	15,15
XLI	vápenec	<0,1	1,1	15,71	<0,3	2,6	12,90	<0,3	9,9	43,20	5	116	21,46	3	55	21,45

vázány na některou ze tří sledovaných zrnitostních frakcí. V případě půd, jejichž matečnou horninou jsou granitoidy a syenitoidy, je zcela zřejmé, že frakce S+J má výrazně nižší obsahy K než frakce pískové a že obsahy U, Th a také hodnoty a<sub>m</sub> obecně rostou od HP přes JP po S+J. Toto zjištění je v souladu s některými již publikovanými údaji o distribuci přirozených radioaktivních prvků v granitoidech, jejich zvětralinách a půdách na nich vytvořených (např.

Taboada et al. 2006). Zcela obdobně půdy na pískovcích a drobách vykazují relativně vysoké obsahy U a Th v S+J ve srovnání s JP a HP.

5. Látkové složení půdy je různou měrou ovlivněno eolickým materiálem. Bylo by možno tvrdit, že relativně vysoké obsahy K, U a Th v půdách na pískovcích, kvarcitech, serpentinitech a vápencích mohou zásadním způsobem souviset s jeho depozicí. V případě půd na vá-

Tab. 3: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v zrnitostních frakcích půd, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity ekvivalentu <sup>226</sup>Ra (a<sub>m</sub>).

Tab. 3: Natural radioactive element (K, U, Th) contents in grain size fractions of soils, calculated values of mass activity of <sup>226</sup>Ra equivalent (a<sub>m</sub>).

lokality	K (hm. %)			U (ppm)			Th (ppm)			a <sub>m</sub> (Bq·kg <sup>-1</sup> )		
	HP	JP	S+J	HP	JP	S+J	HP	JP	S+J	HP	JP	S+J
<i>půdy na granitoidech a syenitoidech</i>												
XX	4,1	2,8	1,8	0,8	2,4	5,3	3,0	9,9	20,5	126	155	228
XXI	3,3	2,5	1,6	0,9	2,7	4,3	3,7	18,4	15,0	112	200	179
XXXVIII	4,0	4,2	2,6	0,9	2,4	7,1	6,3	16,2	79,4	144	225	611
XXIX	4,8	3,9	2,7	3,5	7,6	13,7	15,2	35,4	79,2	247	393	694
XXX	3,4	3,9	3,1	3,7	15,1	12,7	14,9	45,1	42,7	214	542	479
XXXI	5,7	5,8	3,2	1,8	4,8	11,9	11,1	30,4	76,4	224	376	668
XXXII	4,8	3,7	4,0	4,3	14,1	32,7	13,7	48,7	112,8	248	546	1155
<i>půdy na vulkanitech a metavulkanitech</i>												
XIII	2,4	2,3	2,4	1,9	3,2	4,2	7,9	15,8	13,1	127	187	186
XIV	4,4	3,3	3,6	2,0	2,6	2,8	9,2	8,9	8,7	184	163	172
XV	3,3	2,5	2,9	1,2	2,0	1,3	3,3	3,5	7,1	114	105	127
XVIII	1,6	1,4	1,3	2,6	2,4	3,3	2,9	2,4	4,5	88	77	98
V	0,6	0,3	0,9	0,5	1,2	0,4	2,1	2,5	3,2	33	37	45
XXIV	5,9	4,2	3,1	5,5	5,7	4,9	4,9	8,6	8,5	239	222	185
XL	4,8	2,8	2,9	2,2	2,0	3,2	7,3	8,3	8,9	185	140	161
<i>půdy na vápencích (XXVIII a XLI), pískovcích (XXV a XXVII) a drobách (XXXIII a XXXV)</i>												
XXVIII	1,6	1,5	1,7	3,3	3,1	4,5	13,6	15,0	13,0	158	162	172
XLI	1,7	1,3	1,2	5,4	3,6	3,6	13,8	12,4	16,0	188	148	166
XXV	0,8	0,5	1,9	1,6	0,9	2,7	4,6	2,1	9,1	66	35	132
XXVII	1,3	0,8	1,7	2,2	0,9	2,6	5,2	2,0	11,7	89	42	141
XXXIII	2,0	2,0	1,8	3,3	3,6	4,7	9,9	8,5	12,5	146	142	174
XXXV	2,0	1,7	1,9	1,9	2,8	2,8	9,7	11,6	14,3	128	143	163

pencích (tab. 3) lze významnější vliv eolického materiálu (ve frakcích S+J a JP) vyloučit, neboť rozdíly v obsazích přirozených radioaktivních prvků ve frakcích HP, JP a S+J jsou poměrně malé.

6. Koncentrace přirozených radioaktivních prvků v půdním profilu je vždy výsledkem jejich migrace a re-

distribuce v hypergenním prostředí. V další etapě výzkumu bude provedeno sledování distribuce K, U a Th ve vybraných pedogenetických profilech.

**Závěr**

Na základě stanovení obsahů přirozených radioaktivních prvků (K, U a Th) v 514 vzorcích půd a matečných hornin ze 45 lokalit ve východní části Českého masivu lze konstatovat, že v literatuře uváděná tvrzení typu „půdy a zvětralé vrstvy mají obsahy K, U, Th menší než nerozrušená podložní hornina“ nemají obecnou platnost. Na více než polovině studovaných lokalit (56 %) je přirozená radioaktivita půdy skutečně o něco nižší než přirozená radioaktivita matečné horniny, a to zpravidla díky nižším obsahům všech tří sledovaných prvků v půdě. To je typické například pro půdy na granitoidech a syenitoidech, ale lze se s tímto jevem setkat i u půd vyvinutých na jiných typech hornin s relativně vysokou přirozenou radioaktivitou. Z hlediska interpretace dat získaných leteckou gamaspektrometrií nebo gamaspektrometrickým měřením na terénu s půdním pokryvem má zásadní význam zjištění, že půdy vytvořené na horninách s nízkými obsahy K, U a Th, jako jsou například křemenné pískovce, serpentinity a vápence, mají vyšší obsahy těchto prvků (a často i řádově vyšší) ve srovnání s matečnými horninami.

**Literatura**

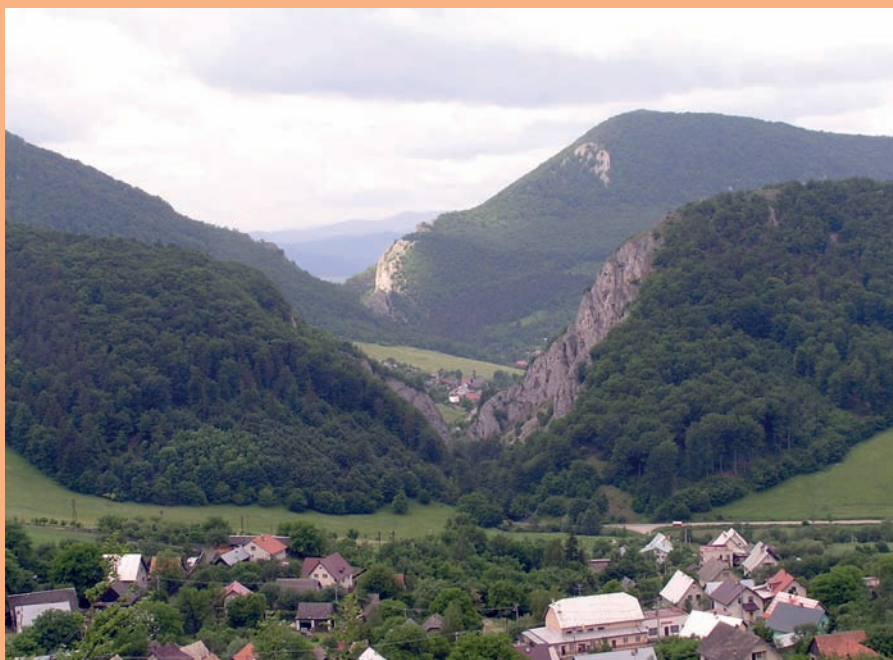
Gong, Q. – Deng, J. – Wang, Ch. – Wang, Z. – Zhou, L. (2013): Element behaviors due to rock weathering and its implication to geochemical anomaly recognition: A case study on Linglong biotite granite in Jiaodong peninsula, China. – Journal of Geochemical Exploration 128, 14–24.

Matolín, M. – Chlupáčová, M. (1997): Radioaktivní vlastnosti hornin. – In: Kobr, M. et al.: Petrofyzika, 109–126. Vydavatelství Karolinum, Praha.

Ngachin, M. – Garavaglia, M. – Giovani, C. – Kwato Njock, M. G. – Nourreddine, A. (2007): Assessment of natural radioactivity and associated radiation hazards in some Cameroonian building materials. – Radiation Measurements, 42, 61–67.

Taboada, T. – Cortizas, A. M. – García, C. – García-Rodeja, E. (2006): Uranium and thorium in weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NW Spain. – Science of the Total Environment, 356, 192–206.

UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (1988): Exposures from natural sources of radiation. Report to the General Assembly. – U. N., New York, USA.



Pohľad od v. na dve kulisy jursko-spodnokriedových členov manínskej jednotky presekávané antecedentným údolím Manínskeho potoka. V pozadí bradlá Veľkého a Malého Manína oddelené Manínskou tiesňavou, v popredí antiklinála Drieňovky. Medzi nimi je synklinála vyplnená strednokriedovým flyšovým praznovským súvrstvom a obec Záskanie, v popredí obec Kostolec ležiaca na tom istom súvrství. Autor D. Plašienka, 2008.

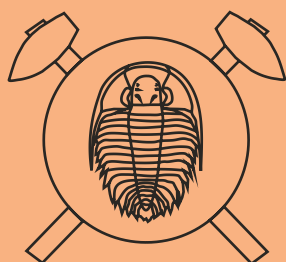
Západné krídlo antiklinály Drieňovky manínskej jednotky na strednom Považí. Vrchná časť skalnej steny je tvorená masívnymi urgónskymi vápencami (manínske súvrstvie, barém-apt), ktoré vystužujú celú veľkorozmerovú antiklinálnu štruktúru. V ich podloží vystupujú doskovité rohovcové vápence spodnej kriedy, ktoré sú v jadre antiklinály disharmonicky zvrásnené. Autor D. Plašienka, 2008.



Pohľad od juhu na vrcholové časti vršatských bradiel tvorených czorsztyňskou sukcesiou pieninského bradlového pásma v typickom vývoji – vľavo Chmeľová, vpravo Javorník. Skalné steny sú budované subvertikálne uloženými strednojurskými až spodnokriedovými masívnymi plytkovodnými vápencami, v sedle medzi Chmeľovou a Javorníkom vystupujú spodnojurské slieňovce, v záreze cesty vpravo pod Javorníkom je defilé vo vrchnokriedových pestrých púchovských slieňoch. Autor D. Plašienka, 2005.



Opuštěný lom ve Staré Vsi u Bílovce a jeho s. stěna reprezentuje jeden z nejlepších odkryvů vrásovo-násunové tektoniky ve spodnokarbonských souvrstvích paleozoika Nížkého Jeseníku. V lomu se střídají droby s prachovci a prachovitými břidlicemi. Sedimentární sled má výrazně asymetrické flexury typu zalomených vrás, které jsou doprovázeny mezivrstevními dislokacemi subparalelními s plochými křídly flexur (<http://lokality.geology.cz/3403>). Autor M. Slobodník, 2000.



**muni  
PRESS**



9 788021 079786