

25

Geologické výzkumy

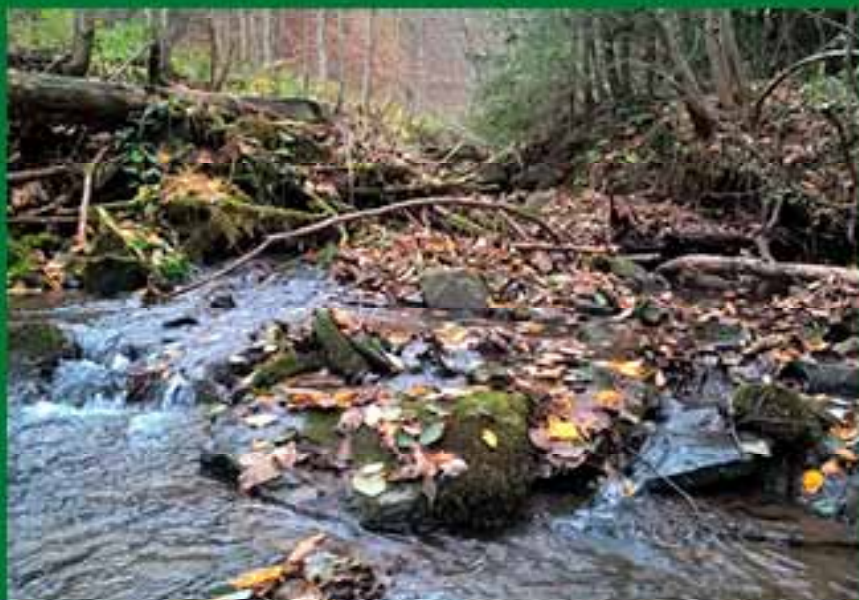
na Moravě a ve Slezsku

Geological Research
in Moravia and Silesia

kenozoikum
mezozoikum
paleozoikum
krystalinikum
aplikovaná geologie



25. ročník/2018/1-2
Brno 2018



Úsek s morfologií typu step-pool (z angl. stupeň – tůň) ve spodní části povodí vodního toku Kobylská (Vsetínské vrchy). Autor T. Macurová, 2016.



Taliánská skála u Kelčic – detail odkryvu miocenních písčitých vápenců s makrofaunou. Autor D. Zapletal, 2017.



Erozi obnažený profil v deponii strusky, boční žlíbek („Ve struskách“), NPP Rudické propadání. Autor M. Dostálík, 2017.

Snímek na 1. straně: „Bazální“ spodnobadenská klastika, planárně paralelně zvrstvený středozrný až hrubozrný, místy šterkovitý písek, Divišova čtvrť, Brno-Lesná. Autor H. Gilíková, 2016.

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:

Roman Aubrecht, KGP UK Bratislava
David Buriánek, ČGS
Jiří Faimon, ÚGV MU
Milan Geršl, ÚZPET MENDELU
Helena Gilíková, ČGS
Radomír Grygar, HGF VŠB-TU
Mathias Harzhauser, NHM Wien
Martin Ivanov, ÚGV MU
Václav Kachlák, ÚGP UK
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

Vydává Masarykova univerzita,
Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno
IČO: 002 16 224
Vychází dvakrát ročně,
toto číslo vychází 15. 12. 2018
v nákladu 50 výtisků

Sazba a technická redakce:

Pavel Klímek, Helena Gilíková

Obal, tiráž, web:

Helena Gilíková, Martin Knížek
Koncept obálky vytvořil Jan Kudělásek

Jazyková úprava:

Pavel Pracný

Zpracování pro tisk:

Adobe InDesign CS5.5

Adobe Photoshop CS5

Tisk: POINT CZ spol. s r. o.

Časopis je evidován MK ČR pod č. E 19837

ISBN 978-80-210-9127-6

ISSN 1212-6209 (print)

ISSN 2336-4378 (on-line)

© 2018 Masarykova univerzita

Časopis Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku (GVMS) je recenzovaným periodikem zařazeným do databáze SCOPUS a publikované články jsou uznávaným vědeckým výstupem. Zaměření GVMS spočívá v publikování kvalitních 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/>

Editori článků (executive editors): David Buriánek, Jiří Faimon, Milan Geršl, Martin Ivanov, Zdeněk Losos, Marek Slobodník, Pavla Tomanová Petrová

Na vydání čísla 25. ročníku se podíleli, včetně finanční podpory:

Ústav geologických věd PřF, Masarykova univerzita

Česká geologická služba

RNDr. Karel Martyčák – www.mikroskopy-prodej.cz

Českomoravský šterk, a.s.

Redakční posouzení, recenzenti:

prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.; doc. Mgr. Aleš Bajer, Ph.D.; RNDr. Miroslav Bubík, CSc.; prof. RNDr. Pavel Dlapa, Ph.D.; RNDr. Nela Doláková, CSc.; Mgr. Michal Francírek Ph.D.; doc. Ing. Jiří Faimon, Dr.; doc. Mgr. Eva Geršlová, Ph.D.; Mgr. Viktor Goliáš, Ph.D.; RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D.; Ing. Jana Janderková; RNDr. Vladimíra Jašková; doc. RNDr. Jaroslav Kadlec Dr.; doc. RNDr. Karel Kirchner, CSc.; Ing. Martin Klempa, Ph.D.; Mgr. Jitka Kopecká, Ph.D.; RNDr. Oldřich Krejčí, Ph.D.; Mgr. Tomáš Kumpan, Ph.D.; Mgr. Iva Kůrková; Mgr. Tomáš Lehotský, Ph.D.; doc. Mgr. Lenka Lisá, Ph.D.; doc. RNDr. Zdeněk Máčka, Ph.D.; RNDr. Jitka Novotná; RNDr. Jiří Otava, CSc.; RNDr. Jana Pazdírková; Mgr. Tomáš Pecka; Mgr. Jan Petřík, Ph.D.; RNDr. Petr Rajlich, CSc.; RNDr. Miloš René, CSc.; RNDr. Jiří Rez, Ph.D.; doc. Mgr. Martin Sabol, Ph.D.; Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.; RNDr. Jan Švancara, CSc.

Redakce přijímá články v českém, případně anglickém jazyce, připravené podle pokynů pro autory. Příspěvky se přijímají po celý rok prostřednictvím redakčního systému na adrese <http://journals.muni.cz/gvms/>. Články budou průběžně recenzovány až do naplnění kapacity čísla, později přijaté texty k publikování budou zařazeny do následujícího vydání. 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

Adameková, Katarína	41	Laufek, František	73
Baldík, Vít	108	Lendáková, Zuzana	41
Bízová, Josefína	124	Macurová, Tereza	21
Borůvka, Luboš	16	Macháček, Jiří	41
Buriánek, David	73, 108	Melichar, Rostislav	92
Diviš, Karel	65	Michalová, Zuzana	16
Doláková, Nela	34, 41, 49	Mikuláš, Radek	49
Dostálík, Martin	108	Morcinek, Radek	119
Drábek, Ondřej	16	Nehyba, Slavomír	28, 34, 41, 65, 73
Dresler, Petr	7, 34, 41	Němeček, Karel	16
Dreslerová, Gabriela	7	Nohálová, Hana	7
Dvořáková, Marie	28, 34	Novotný, Roman	108
Galia, Tomáš	21	Nývtlová Fišáková, Miriam	7
Gregorová, Růžena	65	Otava, Jiří	73
Havíř, Josef	86, 113	Petr, Libor	41
Hladilová, Šárka	49, 65, 80	Petřík, Jan	41
Hrozová, Naděžda	28	Přišťáková, Michaela	41
Hudec, Pavel	65	Říčka, Adam	124
Chroustová, Kateřina	124	Sedláček Jan	108
Ivanov, Martin	7	Šamánek, Jaroslav	49
Janderková, Jana	108	Šimíček, Daniel	58
Jašková, Vladimíra	28	Škarpich, Václav	21
Juránková, Zuzana	97	Tejnecký, Václav	16
Kirchner, Karel	73	Tomanová Petrová, Pavla	65, 73
Klišťinec Ján	92	Vaníček, Petr	124
Krejčí, Oldřich	73	Vít, Jan	65
Krulová, Vendula	58	Zapletal, David	80
Krumlová, Hana	108	Zeman, Josef	119
Kryštofová, Eva	108	Zimák, Jiří	97, 128
Křížová, Petra	16		

OBSAH

CONTENTS

KENOZOIKUM
*Cenozoic***Izotopový záznam prvních spodních molárů domácího skotu z raně středověkých lokalit Pohansko-Jižní předhradí a Kostice-Zadní Hrud (Česká republika)***Isotope record of the first lower molars of domestic cattle from the early medieval Pohansko-Southern bailey and Kostice-“Zadní hrud” localities (Czech Republic)*Martin Ivanov, Hana Nohálová, Miriam Nýlvtová
Fišáková, Petr Dresler, Gabriela Dreslerová 7**Vztah mezi obsahem nízkomolekulárních organických kyselin v půdách a bohatostí bylinného patra karpatských bučin***Relationship between contents of LMMOA in soils and richness of herb vegetation in Carpathian beech forests*

Petra Křížová, Václav Tejnecký, Karel Němeček, Zuzana Michalová, Ondřej Drábek, Luboš Borůvka 16

Vliv litologie a morfologie vysokogradientových koryt na dnové sedimenty: příkladová studie vodního toku Kobylská (Vsetínské vrchy, Česká republika)*Effect of lithology and morphology of high-gradient channels on bed sediments: a case study of the Kobylská Stream (Vsetín highlands, Czech Republic)*

Tereza Macurová, Václav Škarpich, Tomáš Galia 21

Spodnobadenské sedimenty karpatské předhlubně na lokalitě Ptení*Lower Badenian deposits of the Carpathian Foredeep on the locality Ptení*

Slavomír Nehyba, Marie Dvořáková, Naděžda Hrozová, Vladimíra Jašková 28

Kvartérní sedimenty na Severním předhradí lokality Pohansko u Břeclavi*Quaternary deposits on the Northern bailey of the Pohansko site near Břeclav*

Slavomír Nehyba, Marie Dvořáková, Nela Doláková, Petr Dresler 34

Zaniklý meandr u Severního předhradí archeologické lokality Pohansko u Břeclavi*Paleomeander at the Northern bailey of the archaeological site Pohansko near Břeclav*

Jan Petřík, Nela Doláková, Slavomír Nehyba, Zuzana Lendáková, Michaela Přišťáková, Katarína Adameková, Libor Petr, Petr Dresler, Jiří Macháček 41

Vrtby ichtorodu *Gastrochaenolites* jakožto životní prostor mlžů z lokality Borač-Podolí (karpatská předhlubeň, Česká republika)*Borings of the ichnogenus Gastrochaenolites as a living space of bivalves from the locality Borač-Podolí (Carpathian Foredeep, Czech Republic)*

Jaroslav Šamánek, Radek Mikuláš, Nela Doláková, Šárka Hladilová 49

Petrofyzikální charakteristika spraše a fosilní půdy v hliníku u Litovle*Petrophysical characterization of loess-paleosol sequence from the brickyard in Litovel*

Daniel Šimíček, Vendula Krulová 58

Paleoprostředí ve spodním badenu na severním okraji Brna (Divišova čtvrť)*Paleoenvironment during the Lower Badenian along the northern margin of Brno city (the Diviš district)*

Pavla Tomanová Petrová, Slavomír Nehyba, Karel Diviš, Šárka Hladilová, Růžena Gregorová, Jan Vít, Pavel Hudec 65

Pestré sedimenty ottnangu v Brně-Kohoutovicích*Ottngian variegated sediments in Brno-Kohoutovice*

Pavla Tomanová Petrová, David Buriánek, Karel Kirchner, Oldřich Krejčí, František Laufek, Slavomír Nehyba, Jiří Otava 73

Nové poznatky o miocenní paleontologické lokalitě Taliánská skála u Kelčic (karpatská předhlubeň, Česká republika)*New information about the Miocene paleontological locality Taliánská skála near Kelčice (Carpathian Foredeep, Czech Republic)*

David Zapletal, Šárka Hladilová 80

PALEOZOIKUM
*Paleozoic***Neogenní zpětná rotace vrásovo-násunové stavby ve spodním karbonu kry Maleníku***Neogene back-rotation of the Variscan fold-thrust system in the Lower Carboniferous of the Maleník block*

Josef Havíř 86

Devonian sedimentary rocks tectonically incorporated into the Brno Massif, eastern margin of the Bohemian Massif*Devonské sedimentární horniny tektonicky začleněné do brněnského masivu, východní okraj Českého masivu*

Ján Klištinec, Rostislav Melichar 92

KRYSTALINIKUM *Crystalline complex*

Petrografie a mineralogie krupníkového tělesa na lokalitě Zadní Hutisko u Vernířovic (Hrubý Jeseník)

Petrography and mineralogy of a soapstone body at the locality "Zadní Hutisko" near Vernířovice (Hrubý Jeseník Mts.)

Jiří Zimák, Zuzana Juránková 97

APLIKOVANÁ GEOLOGIE *Applied geology*

Mobilizace chemických složek struskové deponie v Národní přírodní rezervaci Rudické propadání

Mobilization of chemical compounds associated with slag dumps in the area of the Rudice swallow hole National Nature Monument

Vít Baldík, Hana Krumlová, David Buriánek, Eva Kryštofová, Jana Janderková, Jan Sedláček, Roman Novotný, Martin Dostalík 108

Seismické jevy registrované stanicí VRAC v roce 2017 *Seismic events recorded by station VRAC during year 2017*

Josef Havíř 113

Migrace radionuklidu ²²⁶Ra v sedimentech Rychvaldské stružky

Migration of radium-226 radionuclide in sediments of Rychvald Creek

Radek Morcinek, Josef Zeman 119

Vývoj podzemního odtoku ve východní polovině ČR *Baseflow evolution from the eastern part of the Czech Republic*

Petr Vaníček, Kateřina Chroustová, Josefína Bízová,

Adam Říčka 124

Přirozená radioaktivita paleozoických sedimentů a chemismus karbonátových hornin na mapových listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice

Natural radioactivity of Palaeozoic sediments and chemistry of carbonate rocks in the map sheets 25-11 Hlubočky and 25-12 Hranice

Jiří Zimák 128

IZOTOPOVÝ ZÁZNAM PRVNÍCH SPODNÍCH MOLÁRŮ DOMÁCÍHO SKOTU Z RANĚ STŘEDOVĚKÝCH LOKALIT POHANSKO-JIŽNÍ PŘEDHRADÍ A KOSTICE-ZADNÍ HRŮD (ČESKÁ REPUBLIKA)

Isotope record of the first lower molars of domestic cattle from the early medieval Pohansko-Southern bailey and Kostice-“Zadní hrůd” localities (Czech Republic)

Martin Ivanov¹✉, Hana Nohálová¹, Miriam Nývltová Fišáková², Petr Dresler³, Gabriela Dreslerová³

¹ Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Laboratoř paleontologie a zooarcheologie, Archeologický ústav AVČR, Brno, v.v.i., Čechyňská 363/19, 602 00 Brno

³ Ústav Archeologie a Muzeologie, FF MU, Arna Nováka 1/1, 602 00 Brno

Key words: Isotope analysis ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$), dentition, breeding, Pohansko agglomeration, Czech Republic

Abstract

In this essay, we focused on the evaluation of isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$) of the first lower molars (m1) of domestic cattle (*Bos taurus*) from two early medieval Pohansko-Southern bailey (Pohansko-JP) and Kostice-“Zadní hrůd” (Kostice-ZH) sites. The aim of the study is the evidence of the breast-feeding effect of calves and subsequent weaning on the dentine average isotope composition. Results from both sites are compared with the data obtained from recent experimental cattle breeding. Possible differences in the cattle breeding between both studied localities are evaluated. The first lower molars of the domestic cattle ($n = 15$) were selected for analyses from both sites supplemented by a sample of the compact bone of the shinbone of an adult individual from the Pohansko-JP site. The determination of the ontogenetic age of the analyzed individuals is based on the dentition development stage. For the purpose of isotope analyzes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$), dentine collagen was extracted from all tooth crowns. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ dentine values of the m1 of cattle from the Pohansko-JP ranged from -17.75‰ to -21.8‰ ($n = 11$) with mean value of $-19.81 \pm 1.03\text{‰}$. $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ values for dentine of all m1 samples from Pohansko-JP range from 6.2‰ to 11.87‰ with mean value of $8.29 \pm 1.71\text{‰}$ ($n = 11$). The highest $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ values were observed primarily in samples of juvenile individuals, with the exception of one adult specimen (10.90‰). $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ values in m1 of adult individuals from the Kostice-ZH site range from -19.30‰ to -20.91‰ ($n = 4$). The mean value $-19.83 \pm 1.01\text{‰}$ is lower if compared to results from recent experimental breedings. The volume of ^{15}N isotope is significantly lower contrary to those in Pohansko-JP and aforementioned experimental study. It can be assumed that the diet of the cattle in both studied sites was primarily based on C3 plants; however, we cannot exclude a small admixture of C4 plants (millet) in the diet of some observed individuals. The cattle from the Pohansko-JP could be driven to graze from the open meadows up to the ecotones in the vicinity of the forest which is partly supported by the palaeobotanic record. In Kostice-ZH site, the grazing in open meadows was most prevalent. The volume of ^{15}N from the Pohansko-JP site shows that in most cases, calves were not prematurely weaned. In samples from Kostice-ZH, the ^{15}N content in adult individuals was significantly lower contrary to values from Pohansko-JP. A present stage of the knowledge indicates that the cattle (i. e., including mother cows) was probably fed plants characterized by low $\delta^{15}\text{N}$ values; however, a premature weaning to increase the milk production cannot be excluded.

Úvod

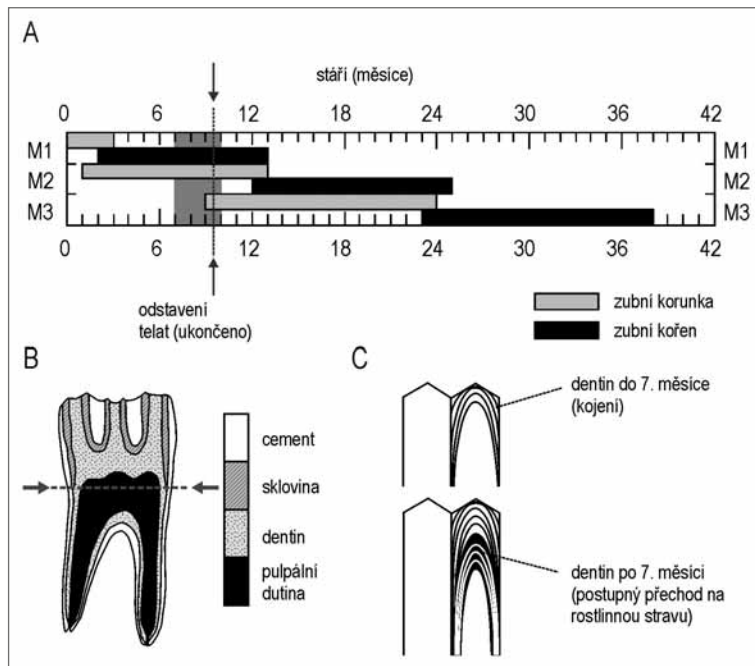
V současnosti existuje řada prací zaměřených na výzkum složení potravy na základě informací z izotopového záznamu kostního kolagenu a hydroxyapatitu (např. Ambrose 1990; Reitsemá et al. 2010; Bocherens, Drucker 2003; Makarewicz, Sealy 2015). U zubů je nejčastěji studována zubní sklovina, z jejíhož izotopového složení je možné vyvodit environmentální i klimatické závěry (např. Fricke, O’Neil 1996; Fricke et al. 1998; Balasse et al. 2005), některé studie sledují izotopové složení kolagenu a apatitu ze zubního dentinu (např. Koch et al. 1989, 1995; Bocherens et al. 1994, 1995; Richards et al. 2002; Fuller et al. 2003). Vychází se ze skutečnosti, že ukončení vývoje zubu je spojeno s ukončením tvorby zubního dentinu, jenž posléze neprodělavá remodelaci. Dentin si tak na rozdíl od trvale remodelované kostní tkáně zachovává izotopové složení odrážející pouze období vývoje konkrétního

zubu. Bocherens et al. (1994, 1995, 1997) výzkumem izotopového složení brachyodontních zubů savců ukázali na rozdíly v obsahu ^{15}N mezi kolagenem zubního dentinu a kostním kolagenem. Navýšení hodnot $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ v dentinu oproti kostní tkáni dospělých jedinců bylo vysvětleno skutečností, že dentin, vyvíjející se převážně v juvenilním až subadultním období života jedince, zachycuje zvýšený izotopový signál dusíku z období kojení. Naproti tomu u kontinuálně se vyvíjející kosti tento signál po odstavení mláďat postupně zaniká a výsledné izotopové složení tak odráží přechod na jinou stravu. Hlavní výhoda studia zubů spočívá v tom, že jejich vývoj můžeme poměrně přesně časově vymezit (Brown et al. 1960; Balasse et al. 2001).

Ačkoliv je známo, že dentin recentních savců zachycuje podrobný izotopový záznam (Koch et al. 1989; Hobson, Sease 1998), aplikace sekvenčních studií na fosilní materiál terestrických savců je omezená (Balasse et al. 2001). První detailní sekvenční studie vzorků zubního dentinu byly provedeny na experimentálních vzorcích hypsodontního chrupu recentního domácího skotu (*Bos taurus*) z farmy ve Vendée (Francie). Studovány byly

✉ mivanov@sci.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-07>



Obr. 1: A – chronologie růstu spodních molárů (m1 až m3) u tura domácího. Svislý tmavě šedý pruh – obvyklá doba odstávky telat u recentních chovů (Balasse et al. 2001, upraveno); B – podélný řez spodním molárem (m1 nebo m2) tura domácího, šipkami naznačeno místo příčného řezu na bázi korunky zubu (Beasley et al. 1993, upraveno); C – sekvence růstu zubního dentinu u moláru skotu (Balasse et al. 2001, upraveno).

Fig. 1: A – Chronology of development of mandibular molars (m1 to m3) in cattle. The vertical dark-greyish band represents usual time of calf weaning in recent breeding (Balasse et al. 2001, modified); B – longitudinal section through the lower molar (m1 or m2) in cattle, arrows indicate position of the cross-section at the base of the tooth crown (Beasley et al. 1993, modified); C – chronology of the tooth dentine growth in cattle molar (Balasse et al. 2001, modified).

změny ve složení dentinu spodních stoliček (m1, m2, m3) u pěti jedinců s kontrolovaným příjmem stravy v podobě C4 a C3 rostlin (Balasse et al. 2001). Ze známé doby vývoje m1, m2 a m3 (Brown et al. 1960) se relativními změnami izotopového složení ($\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{15}\text{N}$) v průběhu ontogeneze prokázalo, že období kojení telat je spojeno s nejnižšími obsahy izotopu ^{13}C a zároveň s nejvyššími obsahy izotopu ^{15}N . S přechodem na stravu tvořenou C4/C3 rostlinami (v experimentální studii mezi 7. a 10. měsícem) se hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ progresivně zvyšují a zároveň dochází k progresivnímu snižování hodnot $\delta^{15}\text{N}$ (Balasse et al. 2001). Sekvenční řezy plně vyvinutých druhých spodních molárů (m2) zachycují izotopový záznam od prvního měsíce po narození až po dobu asi 2 let věku jedince, kdy izotopový záznam odráží konzumaci výhradně rostlinné potravy. Dentin prvních spodních molárů (m1) naproti tomu lépe zachycuje změny izotopového složení, především $\delta^{15}\text{N}$, v časovém rozpětí od narození až po období odstavení telat, kdy postupně dochází k úplnému přechodu na rostlinnou stravu (Balasse et al. 2001).

Posloupnost růstu m1 u recentního domácího skotu (Balasse et al. 2001) ukazuje, že m1 má růst korunky ukončen v prvních 3 měsících života jedince (obr. 1A). Od 3. do 13. měsíce roste kořenová část zubu a v pulpní dutině po 7. měsíci zesiluje signál z ukládání dentinu odrážející přechod na rostlinnou stravu. Ve 13. měsíci je vývoj m1

ukončen. Vrcholová část zubní korunky obsahuje dentin, který se vytváří v prvních měsících života, kdy je jedinec živěn výlučně mateřským mlékem. Střední část zubní korunky plně vyvinuté m1 zachycuje období kojení a přechodu na rostlinnou stravu (obr. 1B, C). Dentin ze spodní části zubní korunky m1 a z kořenové části zubu zachycuje izotopový signál z doby přechodu na rostlinnou stravu. V izotopovém složení dentinu se kompletní přechod na rostlinnou stravu projevuje se zpožděním a z důvodu příliš časného ukončení vývoje m1 (13. měsíc) není analýza dentinu z m1 vhodná k analýze stravy po úplném odstavení mláďat. Z izotopových dat publikovaných Balasse et al. (2001) vyplývá, že průměrné složení dentinu m1 a m2 je významně ovlivněno kojením, lze tedy předpokládat, že se kojení telat odrazí i v průměrném izotopovém složení dentinu m1 na námi studovaných vzorcích.

Předložená studie je zaměřena na výzkum složení stravy domácího skotu (*Bos taurus*) z lokalit Pohansko-Jižní předhradí a Kostice-Zadní hrúd v prvním roce života. Cílem studie je objasnit: 1. jak se odráží kojení mláďat v izotopovém záznamu m1 u jedinců různého stáří a porovnání s výsledky referenční studie Balasse et al. (2001); 2. interpretace výsledků v kontextu posouzení změn izotopového složení ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) v důsledku změny trofické úrovně spojené s odstavením telat; 3. posoudit rozdíly ve způsobu chovu skotu mezi oběma lokalitami.

Studované lokality

Pohansko-Jižní předhradí (dále Pohansko-JP; obr. 2a, b): Aglomerace na Pohansku (ca 1,5 km j. od Břec-lavi) zaujímala v 9. století rozlohu přibližně 55 ha a rozdělena byla na opevněnou centrální část a dvě předhradí: severovýchodní a jižní. Jižní předhradí (9. stol. n. l.) leží j. až jz. od centra hradiska. Má nepravidelně oválný obrys o rozměrech cca 700 × 350 m, orientovaný ve směru ZSZ–VJV (Přichystalová 2011). Archeologickým výzkumem pod vedením Ústavu archeologie a muzeologie FF MU v Brně bylo odkryto více než 1 400 sídelních objektů a více než tisíc hrobů (Dresler, úst. sdělení), ve kterých se objevily zbraně a ostruhy. Jednoznačně to dokládá přítomnost vojenské posádky (Vignatióvá 1992; Macháček 2007).

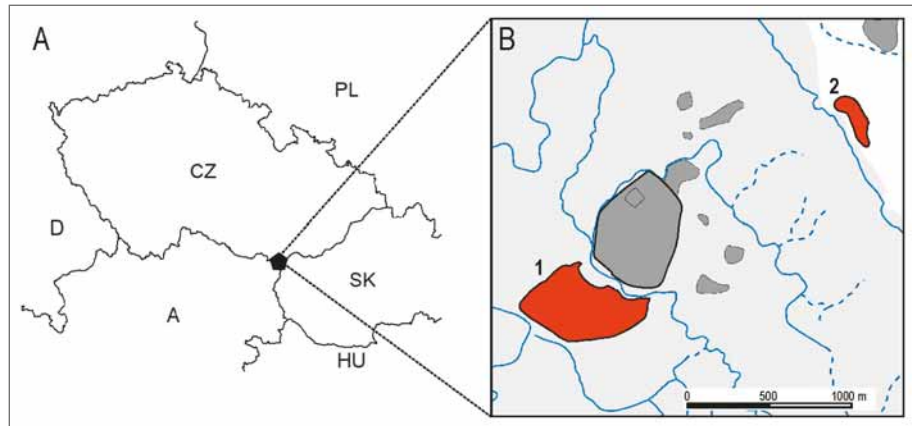
Kostice-„Zadní hrúd“ (dále Kostice-ZH): Lokalita je vzdálena 1,5 km sv. od středu centra na Pohansku. Situována je při okraji nivy řeky Dyje na vrcholku nevýrazné písčité duny pokryté částečně degradovanou fluvickou černicí. Výzkum z let 2009–2011 prokázal, že nejvíce nálezů spadá do 6. až 13. století s vrcholem mezi 2. pol. 10. století až koncem 11. století. V 9. stol. mohla lokalita představovat subsistenční základnu rozlehlé velkomoravské aglomerace na Pohansku a po svém zániku

se transformovala v řemeslně-agrární a obchodní centrum druhého řádu. Sídliště v Kosticích zřejmě zčásti přebíralo ve 2. pol. 10. stol. funkci velkomoravského Pohanska, která vyplývala z jeho strategické polohy při soutoku Moravy s Dyjí (Macháček et al. 2013).

Na Pohansku-JP a v Kosticích-ZH se chovaly především domestikované formy zvířat (tura, ovce/koza, prase, kůň, pes, kočka, kur, husa) s výraznou převahou jatečných zvířat, tj. tura, ovce/kozy a prasete (Dreslerová et al. 2013).

Materiál a metody

Do analýzy bylo z lokality Pohansko-JP zahrnuto 11 vzorků m1 různých jedinců tura domácího a vzorek kompakty holenní kosti (tibia) jednoho dospělého jedince. Z lokality Kostice-ZH byly analyzovány 4 vzorky m1 tura domácího. Stáří analyzovaných jedinců bylo zjištěno ze známé sekvence vývoje zubních korunek a kořenů m1 až m3 (obr. 1A; Brown et al. 1960; Balasse et al. 2001) a podle stupně abraze zubů. Vzorky m1 z Pohanska-JP náležely 7 adultním jedincům s ukončeným vývojem m1 (prořezává se v 5. až 6. měsíci po narození) a m2 (prořezává se v 15. až 18. měsíci po narození) a jasně prořezaným třetím spodním molárem (m3; prořezává se ve 24. až 28. měsíci po narození). Tito jedinci byli poraženi ve stáří nejméně 24 měsíců. Čtyři jedinci tohoto setu (P-133974, P-132547, P-133132 a P-127414) vykazovali jasné známky abraze zubní korunky, jednalo se tedy nejspíše o starší jedince. Dva vzorky (P-133350, P-133585) náležely patrně mladým adultním jedincům se zuby, jež nenesly žádné známky abraze. U vzorku P-133350 není m3 zcela prořezaná, jedná se tedy patrně o mladého jedince 1–2 roky starého. Dva vzorky m1 (P-205665, JZP-139a) náleží velmi mladým jedincům, což dokládá neukončený vývoj m2 (vyvinuta pouze korunka) a absence prořezané m3. U vzorku P-205665 je v čelisti patrný čtvrtý mléčný premolár (dp4). Stáří tohoto jedince lze odhadnout na dobu do 6 měsíců. Na lokalitě Kostice-ZH byli analyzováni 4 jedinci (KZH-1874, KZH-H03, KZH-30, KZH-179), s výjimkou vzorku KZH-30,



Obr. 2: Poloha lokalit Pohansko a Kostice-„Zadní hrúd“ (A, B). Na obr. 2B je červeně zachycena pozice poloh Pohansko-Jižní předhradí (1) a Kostice-„Zadní hrúd“ (2).

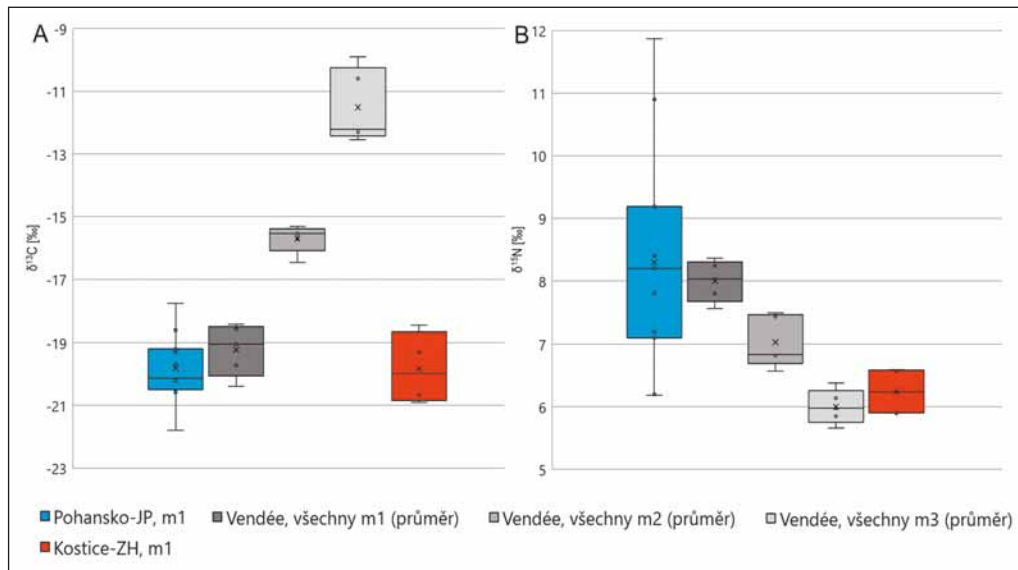
Fig. 2: Geographic location of Pohansko and Kostice-„Zadní hrúd“ (A, B). Fig. 2B shows positions (red colour) of Pohansko-Southern bailey (1) and Kostice-„Zadní hrúd“ (2) excavations.

který náležel mladému jedinci nejvýše 12 měsíců starému (m2 nemá vyvinuté kořeny), se jednalo o dospělé jedince s ukončeným vývojem m1 a m2.

Příprava vzorků na analýzu stabilních izotopů $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$: U všech zubů byl analyzován kolagen extrahovaný z dentinu zubní korunky (obr. 1B). Zuby byly po extrakci z čelistí nejdříve pečlivě očištěny proudem tekoucí vody a poté vloženy do vodní lázně s destilovanou vodou, ve které byly vyčištěny od zbytku povrchových nečistot pomocí ultrazvukové čističky (Powersonic UCC1). Následovalo ruční oddělení dentinu od skloviny a poté rozdrčení dentinu na drobné úlomky. Úlomky dentinu byly chemicky ošetřeny 1N kyselinou octovou v podmínkách periodického vakuování za účelem odstranění povrchově absorbovaných a sekundárně vysrážených karbonátů. Chemicky vyčištěný vzorek byl následně ve vakuu podroben reakci se 100% H_3PO_4 za účelem rozpuštění kostního minerálu a uvolnění oxidu uhličitého z bioapatitu. Zbytek byl filtrován a opláchnut deionizovanou

Tab. 1: Seznam vzorků z lokalit Pohansko-JP a Kostice-ZH a výsledky izotopových analýz.
Tab. 1: Sample list from Pohansko-JP and Kostice-ZH sites and results of isotope analyses.

inv. číslo	stáří	vzorek	$\delta^{13}\text{C}_{\text{ap}}$ [‰]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ [‰]	$\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ [‰]	C [%]	N [%]	C/N
P-205665	9. stol. AD	m1	-10,63	-17,75	11,87	–	–	–
P-133585	9. stol. AD	m1	–	-19,30	7,10	–	–	–
P-133350	9. stol. AD	m1	–	-20,50	7,20	–	–	–
P-133974	9. stol. AD	m1	–	-20,20	8,20	–	–	–
P-130251	9. stol. AD	m1	–	-19,70	6,20	–	–	–
P-132547	9. stol. AD	m1	–	-21,80	7,80	–	–	–
P-133132	9. stol. AD	m1	–	-19,20	8,40	–	–	–
P-127414	9. stol. AD	m1	–	-18,60	10,90	–	–	–
JZP-234	9. stol. AD	m1	-15,82	-20,14	8,20	43,90	15,96	3,22
JZP-139a	9. stol. AD	m1	-12,84	-20,58	9,19	44,68	16,28	3,21
JZP-139b	9. stol. AD	m1	-10,31	-20,17	6,18	38,98	14,07	3,24
P-204750	9. stol. AD	tibia	-11,73	-20,28	6,98	–	–	–
Kostice-Zadní hrúd								
KZH1874	1. pol. 11. stol. AD	m1	–	-19,30	5,90	–	–	–
KZH-H03	9.–1. pol. 10. stol. AD	m1	-14,13	-20,91	5,90	40,57	14,63	3,24
KZH-30	9.–1. pol. 10. stol. AD	m1	-10,42	-18,44	6,57	43,95	15,89	3,24
KZH-179	Latén	m1	-13,01	-20,67	6,59	40,83	14,77	3,23



Obr. 3: Srovnání průměrů a rozsahu hodnot $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ a $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ zubních korunek prvních spodních molárů (m1; n = 11) z Pohansko-JP s průměry ze sekvenčních vzorků zubních korunek u m1 (10 vzorků/zub), m2 (12 vzorků/zub) a m3 (6 až 12 vzorků/zub) všech pěti jedinců z experimentální studie Balasse et al. (2001).
Fig. 3: Comparison of the mean values and observed ranges of $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ of the first lower molars (m1; n = 11) from Pohansko-JP with the mean values of the sequential samples from tooth crowns of m1 (10 samples/tooth), m2 (12 samples/tooth) and m3 (6 to 12 samples/tooth) of all five individuals from experimental study of Balasse et al. (2001).

vodou. Následovalo zahřívání na teplotu 80 °C po dobu 6 hodin za kyselých podmínek (pH = 3), aby se rozpustil kolagen a došlo k vysrážení nežádoucích huminových látek. Kolagenový roztok se potom filtroval, aby se izoloval čistý kolagen, jenž se následně vysušil. Izotopové složení a koncentrace C a N byly změřeny pomocí systému EA-MS Delta V. Poměry $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ a $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ v kolagenu byly měřeny separátně s použitím hmotnostního spektrometru MAT 251. Použitým standardem pro $\delta^{13}\text{C}$ byl vzorek PDB (Vienna Peedee Belemnite Limestone standard) s chybou < 0,1 ‰ a hodnoty $\delta^{15}\text{N}$ byly vztaheny k průměrnému obsahu dusíku v atmosféře s chybou < 0,2 ‰. Vzorky byly analyzovány v laboratořích CAIS (Center for Applied Isotope Studies), University of Georgia.

Kvalita zachování kolagenu byla posouzena třemi kritérii (Vaughan et al. 2013): 1. byly analyzovány pouze vzorky s obsahy kolagenu > 1,0 hm. % odpovídající dobře zachované kosti (např. Brock et al. 2010); 2. do následných analýz byly zahrnuty pouze vzorky s poměrem C/N v rozmezí 2,9–3,6 odpovídající dobře zachované kosti (De Niro 1985); 3. vzorky diageneticky změněné s N < 0,5 hm. % a C < 4,5 hm. % byly z analýz vyloučeny.

Výsledky

Výsledky izotopového složení $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ a $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ dentinu zubních korunek domácího skotu (*Bos taurus*) ukazuje tabulka 1. Ačkoliv u většiny vzorků ze starších analýz není známá koncentrace C a N (%) ani poměr C/N, všechny nově analyzované vzorky dentinu dokládají příznivé zachování kolagenu (C/N = 3,21–3,24). Příznivé zachování dentinu vykazuje dalších 17 analyzovaných vzorků dentinu ostatních domácích zvířat z Pohanska (Ivanov, nepubl. data), proto je velmi pravděpodobné, že kolagen

se zachoval v odpovídající kvalitě i u dříve analyzovaných vzorků. Data získaná analýzou dentinu ze zubních korunek byla porovnána s průměrným složením zubních korunek molárů z experimentální studie Balasse et al. (2001, s. 239). Toto průměrné složení bylo zjištěno z přepočtených výsledků analýz jednotlivých sekvenčních řezů demineralizovaných molárů. Pro srovnání výsledků z Balasse et al. (2001) s archeozoologickými

mi vzorky bylo využito korekce $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}} + 1,4$ ‰ (tab. 2, viz e-příloha <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-07>).

Rozsah hodnot $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ zubního dentinu m1 z Pohanska-JP kolísá v rozpětí -17,75 ‰ až -21,8 ‰ s průměrem $-19,81 \pm 1,03$ ‰ (n = 11; obr. 3A). Hodnota $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ neúplně vyvinuté m1 (JZP-139a; -20,58 ‰) se nijak neodlišuje od hodnot odpovídajících adultním jedincům z této lokality, avšak u druhého juvenilního jedince je hodnota $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ výrazně vyšší (obr. 4A) a nespadá do rozpětí hodnot zjištěných u m1 recentního skotu z referenční studie Balasse et al. (2001). Dentin zubních korunek m1 z Pohanska-JP sice vykazuje vyšší rozpětí hodnot $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ ve srovnání s dentinem recentního skotu z referenční studie Balasse et al. (2001), avšak průměrná hodnota $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ je u skotu z Pohanska výrazně nižší (obr. 3A).

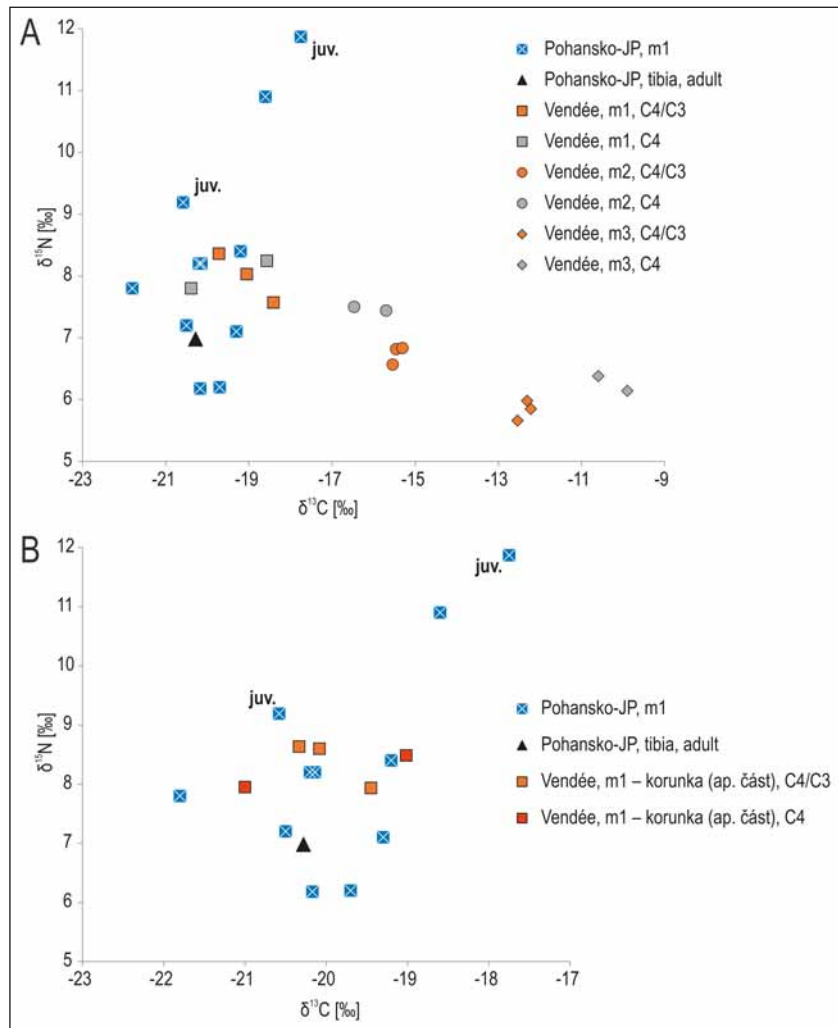
Rozsah hodnot $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ zubního dentinu m1 všech vzorků z Pohanska-JP výrazně kolísá v rozpětí 6,2–11,87 ‰ s průměrem $8,29 \pm 1,71$ ‰ (n = 11; obr. 3B). Ve srovnání s průměry z přepočtených analýz dentinu recentního skotu je rozsah hodnot $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ u vzorků z Pohanska-JP výrazně větší a všechny hodnoty zjištěné z referenční studie Balasse et al. (2001) spadají do variační šíře $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ z Pohanska-JP (obr. 3B). Nejvyšší hodnoty $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ na Pohansku-JP vykazují vzorky dentinu juvenilních jedinců (obr. 4), avšak dentin jednoho dospělého jedince (P-127414) taktéž vykazuje neobvykle vysokou hodnotu $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ (10,90 ‰).

Na lokalitě Kostice-ZH hodnoty $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ zubního dentinu m1 adultních jedinců kolísají v rozpětí -19,30 ‰ až -20,91 ‰ s průměrem $-19,83 \pm 1,01$ ‰ (n = 4; obr. 3A). Průměrná hodnota je nižší ve srovnání s výsledky z experimentální studie Balasse et al. (2001), i když ve svrchní části se variační šíře $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ u obou porovnaných souborů

vzájemně překrývají. Ve srovnání s experimentální studií i s Pohanskema-JP je u vzorků m1 z Kostic-ZH výrazně nižší obsah izotopu ^{15}N (obr. 3B, obr. 5) s průměrem $6,24 \pm 0,34$ ‰ a navíc se žádná hodnota nekryje s variační šíří hodnot zjištěných v referenční studii Balasse et al. (2001).

Diskuze

Izotopové analýzy vzorků z Pohanska-JP mají nižší hodnoty $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ zubního dentinu ve srovnání s recentním skotem z experimentálního chovu, který spásal trávu na otevřených loukách s C3 rostlinami (Balasse et al. 2001). Přibližně polovina vzorků spadá do rozpětí hodnot $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ mezi $-21,8$ ‰ a $-20,0$ ‰, které odpovídají výlučně konzumaci C3 rostlin (Katzenberg 2000). U dvou vzorků, jejichž hodnota $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ spadá do rozpětí $-18,6$ ‰ až $-17,8$ ‰ (tab. 1), nelze ve stravě vyloučit příměs C4 rostlin (Smith, Epstein 1971). Touto příměsí mohlo být proso, které bylo v Evropě využíváno již od neolitu (Hunt et al. 2008) a od pravěku sloužilo jako základní ingredience lidské stravy (Le Huray, Schutkowski 2005; Schmidl et al. 2007; Tafuri et al. 2009). Jelikož průměrné izotopové složení $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ dentinu zubních korunek kojenných telat se od jedinců s plně vyvinutými m1 neliší (obr. 4A), je pravděpodobné, že telata se v prvním roce, kdy dochází k vývoji m1 (Brown et al. 1960; obr. 1A), s postupným přechodem na rostlinnou stravu začala živit stejným spektrem rostlin jako jejich kojící matky, tedy takřka výlučně C3 rostlinami. Porovnáme-li analýzy dentinu apikálních částí zubních korunek recentního skotu (Balasse et al. 2001), jež zachycují izotopové složení dentinu tvořeného výlučně v době kojení (obr. 1C), s analýzami dentinu m1 z Pohanska-JP, lze pozorovat překrývání hodnot $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ (obr. 4B). Jeden adultní jedinec z Pohanska-JP však vykazuje výrazněji sníženou hodnotu ($-21,8$ ‰), která naznačuje, že krávy mohly být na pastvu vyháněny do ekotonů mezi lesem a otevřenějším prostředím, kde může být pokles izotopu ^{13}C výsledkem částečného vlivu tzv. „canopy“ efektu (Lynch et al. 2008; Drucker et al. 2008, 2010). Tento předpoklad je částečně podpořen paleobotanickým záznamem, který ukazuje na přítomnost lesních porostů s loukami v těsné blízkosti Pohanska-JP se zvýšeným podílem



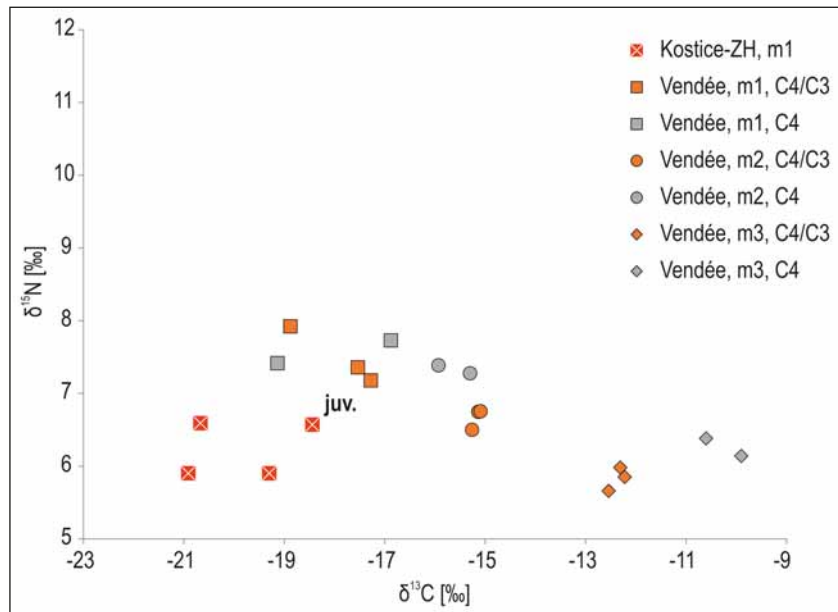
Obr. 4: A – izotopové složení ($\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ a $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$) dentinu zubních korunek m1 z Pohanska-JP a srovnání s vypočtenými průměry ze sekvenčních vzorků zubních korunek u m1 (10 vzorků/zub), m2 (12 vzorků/zub) a m3 (6 až 12 vzorků/zub) všech pěti jedinců z experimentální studie Balasse et al. (2001); B – srovnání izotopového složení dentinu zubních korunek m1 z Pohanska-JP s izotopovým složením apikálních částí zubních korunek m1 (řezy 1 až 6; tab. 2, viz e-příloha) z experimentální studie Balasse et al. (2001). Fig. 4: A – isotope composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$) of the m1 tooth dentine from Pohansko-JP and its comparison with calculated means from sequential samples taken from tooth crowns of m1 (10 samples/tooth), m2 (12 samples/tooth) and m3 (6 to 12 samples/tooth) in all five individuals from the experimental study of Balasse et al. (2001); B, comparison of the m1 crown dentine isotope composition from Pohansko-JP with an isotope composition of m1 tooth crowns apical parts (sections 1 to 6; tab. 2, see e-Supplement) from an experimental study of Balasse et al. (2001).

stromových dřevin (*Quercus*, *Tilia*, *Betula* a *Pinus* spolu s Poaceae a Asteraceae) a také obecně nižšími hodnotami $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ ve srovnání s recentním skotem z referenční studie, který spásal trávu na otevřených biotopech (Balasse et al. 2001).

Značné kolísání hodnot $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ u dentinu zubních korunek by na lokalitě Pohanska-JP mohlo být podmíněno přítomností jedinců různého ontogenetického stáří (obr. 4A). Z hodnot $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ zjištěných na Pohansku nejvýrazněji vybočuje dentin ze zubní korunky juvenilního jedince (P-205665; 11,87 ‰), který se v době smrti zcela jistě živil pouze mateřským mlékem. Výživa mateřským mlékem výrazně navyšuje podíl ^{15}N v organismu (Balasse,

Tresset 2002; Fuller et al. 2003), tato extrémní hodnota je však i přesto příliš vysoká. Poněkud překvapivým je však u vzorku juvenilního (výlučně kojeného) telete významné obohacení dentinu o izotop ^{13}C ve srovnání s ostatními vzorky z Pohanska-JP. Experimentální studie Balasse et al. (2001) dokládají zvyšování obsahu ^{13}C v dentinu u telat, která z kojení přecházejí na C3 stravu s příměsí C4 rostlin. Jelikož se tento jedinec živil výhradně mateřským mlékem, vyšší hodnota $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ v dentinu tohoto jedince naznačuje, že některé dospělé krávy mohli pastevcí přikrmovat C4 rostlinami. Tento předpoklad podporuje přítomnost jednoho dospělého jedince (P-127414) se zvýšeným podílem ^{13}C v dentinu zubní korunky (viz výše). Avšak i u tohoto jedince je obsah ^{15}N v dentinu zubní korunky neobvykle vysoký a ve srovnání s ostatními vzorky z Pohanska-JP tvoří odlehlou hodnotu (obr. 3B, 4A). Z tohoto důvodu nelze u výše diskutovaných vzorků juvenilního a adultního jedince s odlehlými (extrémními) hodnotami $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ vyloučit částečnou kontaminaci organickými látkami.

Vzorky m1 na lokalitě Kostice-ZH zahrnovaly analýzu dentinu tří dospělých jedinců a jednoho subadultního (obr. 5). Rozsah obecně nízkých hodnot $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ (-18,44 ‰ až -20,91 ‰) indikuje, že s přechodem na rostlinnou stravu byly v prvním roce života preferenčně konzumovány C3 rostliny (Smith, Epstein 1971). Vzhledem ke zpoždění změny izotopového signálu, který zachycuje novotvořený dentin (Balasse et al. 2001), nelze vyloučit, že mladí jedinci okolo 12 měsíce života již mohli být za účelem porážky přikrmováni stravou s příměsí C4 rostlin (především proso). Ukončení vývoje m1 ve 12 měsíci života jedince však neumožňuje bližší interpretaci. Oproti lokalitě Pohanska-JP jsou však na lokalitě Kostice-ZH překvapivě velmi nízké hodnoty $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ zubního dentinu. Ty jsou dokonce nižší než hodnoty u zubních korunek m1 a m2 recentního skotu (Balasse et al. 2001), jejichž průměrné izotopové složení je značně ovlivněno kojením a také složením stravy s příměsí luštěnin (obr. 3B, obr. 5). Hodnoty $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ v kostním kolagenu, a tedy i dentinu, mohou negativně korelovat s průměrnými ročními srážkami (Heaton et al. 1986; Sealy et al. 1987; Vogel et al. 1990). Výzkum divoce žijících severoamerických jelenů běloocasých tuto závislost prokázal pouze u těch jedinců, jejichž strava obsahovala více než 10 % C4 rostlin (Cormie, Schwarcz 1996). Avšak hodnoty $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ na lokalitě Kostice-ZH neprokazují zvýšenou konzumaci C4 rostlin. Z experimentální studie Ambrose (2000) navíc vyplývá, že závislost $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ na vlhkostních poměrech je druhově značně proměnlivá. Z uvedeného vyplývá, že nízký obsah ^{15}N v zubním dentinu



Obr. 5: Izotopové složení ($\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ a $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$) dentinu zubních korunek m1 z lokality Kostice-ZH a jejich srovnání s vypočtenými průměry ze sekvenčních vzorků odebraných z m1 (10 vzorků/zub), m2 (12 vzorků/zub) a m3 (6 až 12 vzorků/zub) u všech pěti zkoumaných jedinců z experimentální studie Balasse et al. (2001).

Fig. 5: Isotope composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$) of the m1 crown dentine from the Kostice-ZH and its comparison with calculated means from sequential samples taken from m1 (10 samples/tooth), m2 (12 samples/tooth) and m3 (6 to 12 samples/tooth) in all five individuals from the experimental study of Balasse et al. (2001).

nelze přisoudit existenci vlhčí periody. Tento předpoklad dokládá i klimatický vývoj od 2. pol. 10. stol. do konce 11. stol., který je na našem území spojen s mírným poklesem průměrných ročních srážek a relativně stabilním vývojem údolní nivy řeky Dyje, na Pohansku umožňující osídlení i níže položených oblastí (Ložek 2007; Macháček et al. 2007). Jediný vzorek laténského stáří z Kostic-ZH (KZH-179) navíc ukazuje nejvyšší hodnotu $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ na této lokalitě (6,59 ‰), i když laténské období je ve znamení zvýšených průměrných ročních srážek (Ložek 2007; Hradecký, Brázdil 2016, obr. 3.2.). Velmi nízký obsah izotopu ^{15}N v dentinu zubní korunky tura domácího na lokalitě Kostice-ZH může mít více možných vysvětlení: 1. přikrmování domácího skotu (tj. i dospělých krav) luštěninami, které se vyznačují nízkým obsahem dusíku (Balasse et al. 2001; Balasse, Tresset 2002); 2. dřívější odstavování telat od kojících matek, což je obvyklá praktika využívaná za účelem zvýšení produkce mléka již od neolitu (Balasse, Tresset 2002); 3. kombinace obou faktorů. Podporu této interpretace bude v budoucnu nutné podložit izotopovými daty kostí adultních jedinců skotu, popřípadě dentinu z třetího spodního moláru (m3). Porovnáme-li hodnoty $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ s lokalitou Pohanska-JP, je patrné, že $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ z m1 dospělých jedinců se na Pohansku-JP (po vyloučení jedince s extrémní hodnotou) v průměru pohybuje okolo 7,8 ‰. Tato hodnota je jen nepatrně nižší než je průměr ze sekvenčních vzorků zubních korunek recentních jedinců s obvyklou dobou kojení a odstávkou mezi 7. a 10. měsícem (Balasse et al. 2001; obr. 3B). Většina vzorků z Pohanska-JP ukazuje vyšší podíl ^{15}N v dentinu zubní korunky m1 než je hodnota $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ kostního kolagenu

tibie adultního jedince (6,98 ‰), u kterého již v důsledku kontinuální remodelace není vliv kojení patrný (Balasse et al. 1999; Richards et al. 2002). Dva vzorky však i zde vykazují výrazně nižší hodnotu $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ zubního dentinu m1 a je pravděpodobné, že se také může jednat o dříve odstavené jedince a/nebo jedince, u kterých nízký signál ^{15}N odráží příkrmování luštěninami. Bližší interpretace týkající se úvah o možném odstavení by mohlo podat až plánované studium sekvenčních řezů.

Závěr

Vývoj izotopového složení prvních spodních molárů tura domácího je významně ovlivněn obdobím, kdy dochází ke kojení telat. V průběhu vývoje m1, který je u recentního tura domácího ukončen přibližně ve 13. měsíci života jedince, dochází ke změně izotopového složení způsobenému s přechodem od kojení na rostlinnou stravu. I když u dospělých jedinců nejsme schopni zjistit, čím byli krmeni těsně před porážkou, je možné sledovat, v jakém prostředí se pásala telata v období postupného odstavování a přechodu na rostlinnou stravu.

Na lokalitách Pohansko-JP i Kostice-ZH lze předpokládat, že se skot živil převážně C3 stravou. Ve srovnání s recentním skotem, který se pásal na otevřených biotopech (Balasse et al. 2001), má skot z Pohanska-JP v průměru nižší hodnoty $\delta^{13}\text{C}_{\text{coll}}$ z dentinu zubní korunky, přičemž nejnižší naměřená hodnota ukazuje, že skot z Pohanska-

-JP mohl být na pastvu vyháněn z otevřených luk až do ekotonů v těsné blízkosti lesa. V Kosticích-ZH nejspíše výrazně převažovala pastva na otevřených loukách.

Výrazné kolísání hodnot $\delta^{15}\text{N}_{\text{coll}}$ na lokalitě Pohansko-JP je zřejmě podmíněno různým ontogenetickým stářím analyzovaných jedinců. Současné výsledky většinou nenaznačují, že by byla telata na Pohansku-JP člověkem předčasně odstavována za účelem zvýšení produkce mléka, avšak u dvou jedinců z této lokality předčasné odstavení nelze vyloučit. Dentin všech zubních korunek m1 z lokality Kostice-ZH se vyznačuje výrazně nižšími obsahy ^{15}N ve srovnání se vzorky z Pohanska-JP. Takto nízké hodnoty $\delta^{15}\text{N}$ je možné vysvětlit jednak příkrmováním hovězího dobytka stravou s nízkým obsahem dusíku, pravděpodobná je však i možnost dřívějšího odstavování telat za účelem zvýšení produkce mléka. Tento předpoklad bude nutné v budoucnu ověřit analýzou většího počtu jedinců.

Poděkování

Děkujeme editorům a recenzentům za kritické pročtení rukopisu a připomínky, které vedly ke zkvalitnění výsledného textu. Práce byla podpořena projektem GAČR 16-15678S Vývoj interakce životního prostředí a subsistenční strategie raně středověké společnosti (Development of interaction of the environment and the subsistent strategy of early medieval society).

Literatura

- Ambrose, S. H. (1990). Preparation and characterization of bone and tooth collagen for isotopic analysis. - *Journal of Archaeological Sciences*, 17, 4, 431-451. [https://doi.org/10.1016/0305-4403\(90\)90007-R](https://doi.org/10.1016/0305-4403(90)90007-R)
- Ambrose, S. H. (2000). Controlled Diet and Climate Experiments on Nitrogen Isotope Ratios of Rats. - In: Ambrose, S. H., Katzenberg, M. A. (ed.): *Biogeochemical Approaches to Paleodietary Analysis*, edited by Ambrose and Katzenberg, 243-259, Kluwer Academic / Plenum Publishers New York.
- Balasse, M., Bocherens, H., Mariotti, A. (1999). Intra-bone variability of collagen and apatite isotopic composition as evidence of a change of diet. - *Journal of Archaeological Science*, 26, 593-598. <https://doi.org/10.1006/jasc.1998.0376>
- Balasse, M., Bocherens, H., Mariotti, A., Ambrose, S. H. (2001). Detection of dietary changes by intra-tooth carbon and nitrogen isotopic analysis: An experimental study of dentine collagen of cattle (*Bos taurus*). - *Journal of Archaeological Science*, 28, 235-245. <https://doi.org/10.1006/jasc.1999.0535>
- Balasse, M., Tresset, A. (2002). Early weaning of Neolithic domestic cattle (Bercy, France) revealed by intra-tooth Variation in Nitrogen isotope ratios. - *Journal of Archaeological Sciences*, 29, 853-859. <https://doi.org/10.1006/jasc.2001.0725>
- Balasse, M., Tresset, A., Dobney, K., Ambrose, S. H. (2005). The use of isotope ratios to test for seaweed eating in sheep. - *Journal of Zoology*, 266, 283-291. <https://doi.org/10.1017/S0952836905006916>
- Beasley, M. J., Brown, W. A. B., Legge, A. J. (1993). Metrical Discrimination between Mandibular First and Second Molars in Domestic Cattle. - *International Journal of Osteoarchaeology*, 3, 303-314. <https://doi.org/10.1002/oa.1390030409>
- Bocherens, H., Fizet, M., Mariotti, A. (1994). Diet, physiology and ecology of fossil mammals as inferred from stable carbon and nitrogen isotope biogeochemistry: implications for Pleistocene bears. - *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107, 213-225. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90095-7](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90095-7)
- Bocherens, H., Fogel, M. L., Tuross, N., Zeder, M. (1995). Trophic structure and climatic information from isotopic signatures in Pleistocene cave fauna of Southern England. - *Journal of Archaeological Science*, 22, 327-340. <https://doi.org/10.1006/jasc.1995.0035>
- Bocherens, H., Billiou, D., Patou-Mathis, M., Bonjean, D., Otte, M., Mariotti, A. (1997). Paleobiological implications of the isotopic signatures (^{13}C , ^{15}N) of fossil mammal collagen in Scladina Cave (Sclayn, Belgium). - *Quaternary Research*, 48, 370-380. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1927>
- Bocherens, H., Drucker, D. (2003). Trophic level isotopic enrichment of carbon and nitrogen in bone collagen: case studies from recent and ancient terrestrial ecosystems. - *International Journal of Osteoarchaeology*, 13, 1-2, 46-53. <https://doi.org/10.1002/oa.662>

- Brock, F., Higham, T., Bronk Ramsey, C. (2010). Pre-screening techniques for identification of samples suitable for radiocarbon dating of poorly preserved bones. - *Journal of Archaeological Science*, 37, 855–865. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2009.11.015>
- Brown, W. A. B., Christofferson, P. V., Massler, M., Weiss, M. B. (1960). Postnatal tooth development in cattle. - *American Journal of Veterinary Research*, 21, 7–34.
- Cormie, A. B., Schwarcz, H. P. (1996). Effects of climate on deer bone $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$: Lack of precipitation effects on $\delta^{15}\text{N}$ for animals consuming low amounts of C4 plants. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 21, 4161–4166. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00251-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00251-7)
- DeNiro, M. J. (1985). Postmortem preservation and alteration of in vivo bone collagen isotope ratios in relation to paleodietary reconstruction. - *Nature*, 317(6040), 806–809. <https://doi.org/10.1038/317806a0>
- Dreslerová, G., Hajnalová, M., Macháček, J. (2013). Subsistenční strategie raně středověkých populací v dolním Podyjí. Archeozoologické a archeobotanické vyhodnocení nálezů z výzkumu Kostice - Zadní hrúd (2009–2011). - *Archeologické rozhledy*, 65, 4, 825–850.
- Drucker, D. G., Bridault, A., Hobson, K. A., et al. (2008). Can carbon-13 in large herbivores reflect the canopy effect in temperate and boreal ecosystems? Evidence from modern and ancient ungulates. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 266, 1–2, 69–82. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.020>
- Drucker, D. G., Hobson, K. A., Ouellet, J. P., et al. (2010). Influence of forage preferences and habitat use on ^{13}C and ^{15}N abundance in wild caribou (*Rangifer tarandus caribou*) and moose (*Alces alces*) from Canada. - *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 46, 1, 107–121.
- Fricke, H. C., O'Neil, J. R. (1996). Inter- and intra-tooth variation in the oxygen isotope composition of mammalian tooth enamel: some implications for paleoclimatological and paleobiological research. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126, 91–100. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00072-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00072-7)
- Fricke, H. C., Clyde, W. C., O'Neil, J. R. (1998). Intra-tooth variations in $\delta^{18}\text{O}$ (PO_4) of mammalian tooth enamel as a record of seasonal variations in continental climate variables. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 1839–1850. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00114-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00114-8)
- Fuller, B. T., Richards, M. P., Mays, S. A. (2003). Stable carbon and nitrogen isotope variations in tooth dentine serial sections from Wharram Percy. - *Journal of Archaeological Science*, 30, 1673–1684. [https://doi.org/10.1016/S0305-4403\(03\)00073-6](https://doi.org/10.1016/S0305-4403(03)00073-6)
- Heaton, J. H. E., Vogel, J. C., Von La Chevallerie, G., Collett, G. (1986). Climatic influence on the isotopic composition of bone nitrogen. - *Nature*, 322, 822–823. <https://doi.org/10.1038/322822a0>
- Hobson, K. A., Sease, J. L. (1998). Stable isotope analyses of tooth annuli reveal temporal dietary records: an example using Steller sea lions. - *Marine Mammal Science*, 14, 116–129. <https://doi.org/10.1111/j.1748-7692.1998.tb00694.x>
- Hradecký J., Brázdil, R. (2016). Climate in the Past and Present in the Czech Lands in the Central European Context. - In: Pánek, T., Hradecký, J. (eds.): Landscapes and Landforms of the Czech Republic, World Geomorphological Landscapes. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-27537-6_3
- Hunt, H. V., Vander Linden, M., Liu, X., Motuzaitė-Matuzevičiūtė, G., Colledge, S., Jones, M. K. (2008). Millets across Eurasia: chronology and context of early records of the genera Panicum and Setaria from archaeological sites in the Old World. - *Vegetation History and Archaeobotany*, 17, 1, 5–18. <https://doi.org/10.1007/s00334-008-0187-1>
- Katzenberg, A. M. (2000). Stable isotope analysis: a tool for studying past diet, demography and life history. - In: Katzenberg M. A., Saunders S. R. (eds): *The Biological Anthropology of the Human Skeleton*. New York: John Wiley and sons, 305–327.
- Koch, P. L., Fischer, D. C., Dettman, D. (1989). Oxygen isotope variation in the tusks of extinct proboscideans: a measure of season of death and seasonality. - *Geology*, 17, 515–519. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0515:OIVITT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0515:OIVITT>2.3.CO;2)
- Koch, P. L., Heisinger, J., Moss, C., Carlson, R. W., Fogel, M. L., Behrensmeyer, A. K. (1995). Isotopic tracking of change in diet and habitat use in African elephants. - *Science*, 267, 1340–1343. <https://doi.org/10.1126/science.267.5202.1340>
- Le Huray, J. D., Schutkowski, H. (2005). Diet and social status during the La Tène period in Bohemia: carbon and nitrogen stable isotope analysis of bone collagen from Kutná Hora-Karlov and Radovesice. - *Journal of Anthropological Archaeology*, 24, 2, 135–147. <https://doi.org/10.1016/j.jaa.2004.09.002>
- Ložek, V. (2007). Zrcadlo minulosti - česká a slovenská krajina v kvartéru. - Dokořán, Praha.
- Lynch, A. H., Hamilton, J., Hedges, R. E. M. (2008). Where the wild things are: aurochs and cattle in England. - *Antiquity*, 82, 318, 1025–1039. <https://doi.org/10.1017/S0003598X00097751>
- Macháček, J. (2007). Early medieval centre in Pohansko near Břeclav/Lundeburg: munitio, emporium or palatium of the rulers of Moravia? - In: Henning J. (ed.): *Post-Roman Towns, Trade and Settlement in Europe and Byzantium, Vol. 1: The Heirs of the Roman West*. Berlin – New York: Walter de Gruyter GmbH & Co. KG, 473–498.
- Macháček, J., Balcárková, A., Dresler, P., et al. (2013). Archeologický výzkum raně středověkého sídliště Kostice – Zadní hrúd v letech 2009–2011. - *Archeologické rozhledy*, 65, 4, 735–775.
- Macháček, J., Doláková, N., Dresler, P., Havlíček, P., Hladilová, Š., Přichystal, A., Roszková, A., Smolíková, L. (2007). Raně středověké centrum na Pohansku u Břeclavi a jeho přírodní prostředí. - *Archeologické rozhledy*, 59, 278–314.
- Makarewicz, C. A., Sealy, J. (2015). Dietary reconstruction, mobility, and the analysis of ancient skeletal tissues: Expanding the prospects of stable isotope research in archaeology. - *Journal of Archaeological Science*, 56, 146–158. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2015.02.035>
- Přichystalová, R. (2011). Problematika pohřbívání na Jižním předhradí velkomoravského hradiska Břeclav-Pohansko. - MS, disertační práce, Masarykova univerzita, Brno.
- Reitsema, L. J., Crew, D. E., Polcyn, M. (2010). Preliminary evidence for medieval Polish diet from carbon and nitrogen stable isotopes. - *Journal of Archaeological Sciences*, 37, 7, 1413–1423. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.01.001>
- Richards, M. P., Mays, S., Fuller, B. T. (2002). Stable carbon and nitrogen isotope values of bone and teeth reflect weaning age at the Mediaeval Wharram Percy Site, Yorkshire, U.K. - *American Journal of Physical Anthropology*, 119, 205–210. <https://doi.org/10.1002/ajpa.10124>

- Sealy, J. C., Van Der Merwe, N. J., Lee-Thorp, J. A., Lanham, J. L. (1987). Nitrogen isotope ecology in southern Africa: Implications for environmental and dietary tracing. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 2707-2717. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90151-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90151-7)
- Schmidl, A., Jacomet, S., Oeggl, K. (2007). Distribution patterns of cultivated plants in the Eastern Alps (Central Europe) during Iron Age. - *Journal of Archaeological Sciences*, 34, 2, 243-254. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2006.05.001>
- Smith, B. N., Epstein, S. (1971). Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. - *Plant Physiology*, 47, 3, 380-384. <https://doi.org/10.1104/pp.47.3.380>
- Tafari, A. M., Craig, E. O., Canci, A. (2009). Stable Isotope Evidence for the Consumption of Millet and Other Plants in Bronze Age Italy. - *American Journal of Physical Anthropology*, 139, 2, 146-153. <https://doi.org/10.1002/ajpa.20955>
- Vaughan, M., Bonsall, C., Barosiewicz, L., et al. (2013). Variation in the carbon and nitrogen isotopic signatures of pig remains from prehistoric sites in the Near East and Central Europe. - *Archeometriai Műhely*, 10, 4, 307-312.
- Vignatióvá, J. (1992). Břeclav-Pohansko II. Slovanské osídlení Jižního předhradí. - Masarykova univerzita, Brno.
- Vogel, J. C., Talma, A. S., Hall-Martin, A. J., Viljoen, P. J. (1990). Carbon and nitrogen isotopes in elephants. - *South African Journal of Science*, 86, 147-150.

Editor: Pavla Tomanová Petrová

Doporučená citace článku: Ivanov, M., Nohálová, H., Nývltová Fišáková, M., Dresler, P., Dreslerová, G. (2018). Izotopový záznam prvních spodních molárů domácího skotu z raně středověkých lokalit Pohansko-Jižní předhradí a Kostice-Zadní hrúd (Česká republika). - *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1-2, 7-15.

VZTAH MEZI OBSAHEM NÍZKOMOLEKULÁRNÍCH ORGANICKÝCH KYSELIN V PŮDÁCH A BOHATOSTÍ BYLINNÉHO PATRA KARPATSKÝCH BUČIN

Relationship between contents of LMMOA in soils and richness of herb vegetation in Carpathian beech forests

Petra Křížová¹ ✉, Václav Tejnecký¹, Karel Němeček¹, Zuzana Michalová², Ondřej Drábek¹, Luboš Borůvka¹

¹Katedra pedologie a ochrany půd, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha-Suchdol

²Katedra ekologie lesa, Fakulta lesnická a dřevařská, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 00 Praha-Suchdol

Key words: cambisols, low molecular mass organic acids, vegetation cover, forest soils, beech forests

Abstract

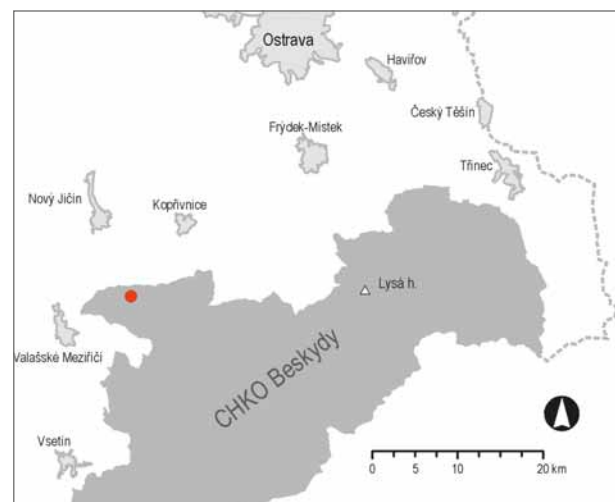
Low molecular mass organic acids (LMMOA) are a part of the carbon cycle, and represent an important component of the active organic carbon in soil. The aim of this study was to determine the content, speciation and behavior of LMMOA in soils under Carpathian beech forest with different herb vegetation (herb poor, herb rich), and to assess the relationship between herb vegetation cover and LMMOA. We hypothesize, that LMMOA can influence herb vegetation richness through their (LMMOA) ability to release nutrients in forests soils. Speciation of LMMOA, nutrition content (PO_4^{3-} , Ca^{2+} , K^+) and element composition in aqueous extracts were determined by means of ion chromatography and inductively coupled plasma – optical emission spectrometry (ICP-OES) respectively. Sorption characteristics were determined in BaCl_2 extracts by ICP-OES. Active, exchangeable pH and DOC (dissolved organic carbon) were also determined. Elemental composition of parent rocks was assessed by means of X-ray fluorescence spectroscopy. It was found that, on herb poor localities with higher LMMOA contents, the elements complexation and their further transport into the deeper parts of soil profile happens. There is also an increased dissolution of aluminosilicates. And conversely, lower contents of LMMOA were determined on herb rich locality, leading to nutrients mobilization but not to their leaching. The soil sorption complex is not enriched by Al^{3+} as there is not increased weathering of aluminosilicates. The result of this study is a diagram showing the influence of LMMOA on vegetation cover richness.

Úvod

LMMOA (nízkomolekulární organické kyseliny) jsou součástí koloběhu uhlíku a důležitými představiteli labilního organického uhlíku v půdě (van Hees et al. 2002). Labilní uhlík je frakce půdního organického uhlíku s kratší periodou rozkladu (od několika hodin až po několik let) a jeho oxidace řídí toky CO_2 mezi půdou a atmosférou. Je také zdrojem živin a energie pro půdní mikroorganismy (Parton et al. 1987; Zou et al. 2005). V půdě je tento labilní uhlík tvořen kořenovými exudáty, rozkladem organické hmoty, mikrobiálními produkty apod. Z chemického hlediska se jedná např. o cukry, amino kyseliny a zejména LMMOA (Vranová et al. 2013).

LMMOA můžeme definovat jako organické kyseliny složené z 1–6 uhlíků a 1–3 karboxylových skupin (Fox 1995). Tyto kyseliny mohou zvyšovat biologickou dostupnost minerálních živin (např. PO_4^{3-} a Fe), mohou být také aktivní v procesu detoxikace Al^{3+} a dalších potenciálně rizikových prvků v půdě (Ash et al. 2013; Haichar et al. 2014; Shen et al. 1996). Bez znalosti speciace a množství LMMOA nelze popsat chelační potenciál DOC, který napomáhá při detoxikaci prvků, uvolňování živin, ale může také přispívat ke zvětrávání. Přičemž uhlík, který je obsažen v LMMOA, tvoří až 10 % DOC (Strobel 2001).

Jednotlivé dřeviny i různé formy bylinného pokryvu významně ovlivňují speciaci a množství LMMOA v půdním roztoku (Jones 1998). Bylo zjištěno, že některé druhy dřevin (např. cedr, borovice, jedle a smrk) mohou způsobovat vyšší obsah LMMOA v půdě a v půdních roztocích ve srovnání s jinými druhy dřevin (Strobel 2001). Domníváme se tedy, že LMMOA mohou ovlivňovat bohatost bylinného patra prostřednictvím jejich schopnosti uvolňovat živiny v lesních půdách. Cílem práce je vytvo-



Obr. 1: Geografická pozice studovaných lokalit.

Fig. 1: Geographical position of investigated localities.

✉ petrakrizova@af.czu.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-16>

ření schématu znázorňujícího vliv LMMOA na bohatost bylinného patra.

Materiál a metody

Byly zkoumány lesní půdy karpatských bučin v Moravskoslezských Beskydech v okolí PR Huštýn, která se nachází v nadmořské výšce 650–749 m (obr. 1). Jedná se o flyšové pásmo tvořené vrstvami menilito-krosněnské skupiny. V PR Huštýn se jedná o pískovce, jílovce a prachovce (Menčík 1983).

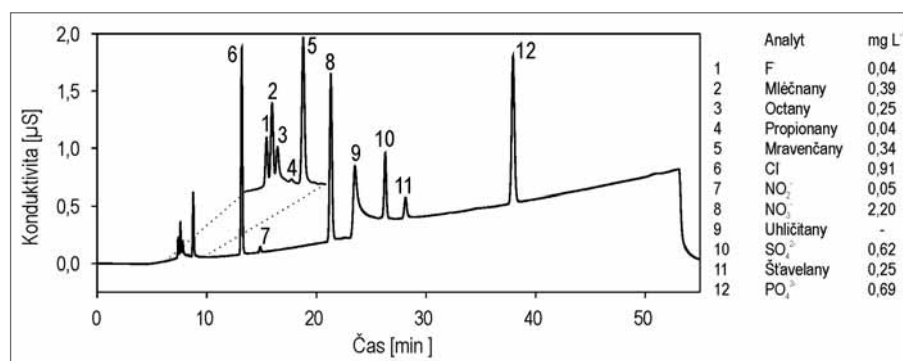
Byly zde vybrány 2 blízké lokality (N 49°31'06.578" E 18°04'15.006") se stejnými klimatickými podmínkami na západním svahu hřebenu, ale s odlišným bylinným a stromovým patrem. Jako půdní typ byla identifikována kambizem modální až kambizem rankerová a dystrická (BS – nasycenost sorpčního komplexu bazickými kationty < 20% v horizontu B) podle Němeček et al. (2011). Půdy se vyznačují podobnou jílovitohlinitou texturou.

Lokalita 1 (obohacená) je charakterizována jako bučina (*Fagus sylvatica*) s příměsí habru obecného (*Carpinus betulus*), javoru kleny (*Acer pseudoplatanus*) a jeřábu (*Sorbus aucuparia*) s typickými druhy (svízel vonný (*Galium odoratum*), krtičník hlíznatý (*Scrophularia nodosa*), čarovník alpský (*Circaea alpina*), měsíčnice vytrvalá (*Lunaria rediviva*), kopřiva dvoudomá (*Urtica dioica*), šťavel kyselý (*Oxalis acetosella*).

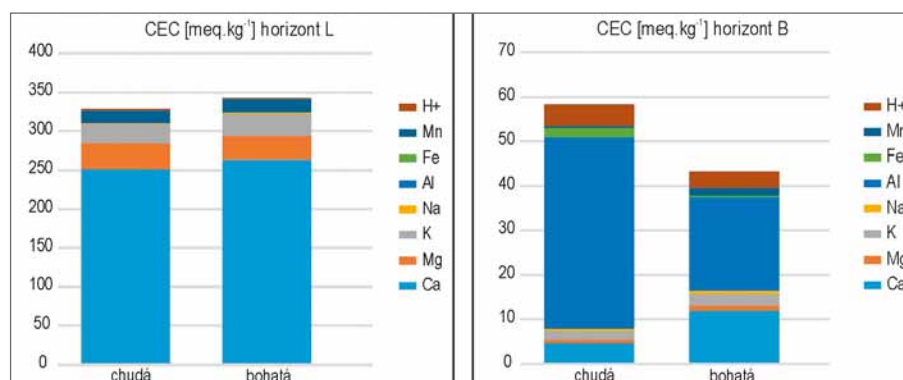
Lokalita 2 (chudá) je označena jako bučina (*Fagus sylvatica*) s příměsí jeřábu (*Sorbus aucuparia*) a javoru kleny (*Acer pseudoplatanus*) s typickými druhy: ostružiník křovitý (*Rubus fruticosus*), vrba penízková (*Lysimachia nummularia*), kaprad' rozložená (*Dryopteris dilatata*), pstroček dvoulistý (*Maianthemum bifolium*).

Na obou lokalitách byly vykopány 4 půdní sondy, celkem tedy 8. Půdní profily byly popsány a vzorkovány podle diagnostických horizontů se zaměřením na organické horizonty L, F, H. Odebrány ale byly také horizonty A a B pro jednotlivé analýzy. Na každé lokalitě byl klasifikován půdní typ a forma nadložního humusu (Green et al. 1993; Němeček et al. 2011). Pro výpočet zásob byly vzorky z organických horizontů odebírány pomocí ocelového rámečku 25 × 25 cm. Hmotnost horizontu (L, F, H) na plochu ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}$) byla počítána z mocnosti a objemové hmotnosti horizontů (Cools, De Vos, 2010). Vodný extrakt u čerstvých vzorků byl připraven dle Hubová et al. (2017).

Bylo stanoveno aktivní (H_2O) i výměnné (0,5 M KCl) pH (Tejnecký et al. 2014). Výměnné prvky (H^+ , Mn, Fe, Al, Na, K, Mg, Ca) byly stanoveny v extraktu 0,1 M BaCl_2 a kationtová výměnná kapacita (CEC) byla vypočítána jako suma těchto výměnných prvků (Cools, De Vos 2010). Ve vodném extraktu byly stanoveny přítomné LMMOA (mléčnany, octany, mravenčany, jablečnany, citronany, atd.) pomocí ICS 1600 (Dionex, USA), obr. 2. Separace



Obr. 2: Chromatogram vodného extraktu z horizontu L (chudá lokalita) půd karpatských bučin.
Fig. 2: Chromatogram of water extract for L horizon (herb poor locality) in Carpathian beech forest soils.



Obr. 3: Kationtová výměnná kapacita (CEC) a zastoupení výměnných kationtů v horizontech L a B chudé a obohacené bučiny (průměr ze 4 opakování [$\text{meq}\cdot\text{kg}^{-1}$]).

Fig. 3: CEC [$\text{meq}\cdot\text{kg}^{-1}$] and exchangeable cations composition in L and B horizons of poor and rich beech localities (average value from 4 repetitions [$\text{meq}\cdot\text{kg}^{-1}$]).

aniontů probíhala na předkoloně a analytické koloně IonPac AS11-HC (Dionex, USA). Jako mobilní fáze byl použit KOH s gradientem 1,0–37,5 mM v čase 1–50 min, průtok mobilní fáze byl 1 $\text{ml}\cdot\text{min}^{-1}$. Analyty byly detekovány konduktometricky po snížení vodivosti mobilní fáze pomocí supresoru ASRS 300 – 4 mm a případně po odstranění uhličitánů pomocí jednotky CRD 200 (Dionex, USA). Meze detekce byly vypočteny z 3 : 1 signálu k šumu (Shabir 2003) a pro stanovené organické kyseliny byly meze detekce: 0,25 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro mléčnany, 0,46 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro octany, 0,53 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro propionany, 0,27 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro mravenčany, 0,55 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro butyryny, 0,23 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro vinany, 0,43 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro jablečnany, 0,24 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro šťavelany a 0,34 $\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$ pro citronany (Hubová et al. 2017).

Rozpuštěný organický uhlík (DOC) byl stanoven spektrofotometricky po oxidaci chromsírovou směsí

(Tejnecký et al. 2014). Základní prvkové složení půdotvorného substrátu bylo změřeno pomocí rentgenové fluorescenční spektroskopie (XRF). Totální obsah organického C, N a S byl stanoven pomocí NCS analyzáru Flash 2000 (Thermo Scientific).

Statistické vyhodnocení získaných výsledků bylo provedeno pomocí programu MS Excel (microsoft.com) a STATGRAPHICS Centurion XVI. Vícefaktorová analýza rozptylu byla využita k analýze vztahu zjištěných charakteristik vegetačního pokryvu a horizontu.

Výsledky a diskuze

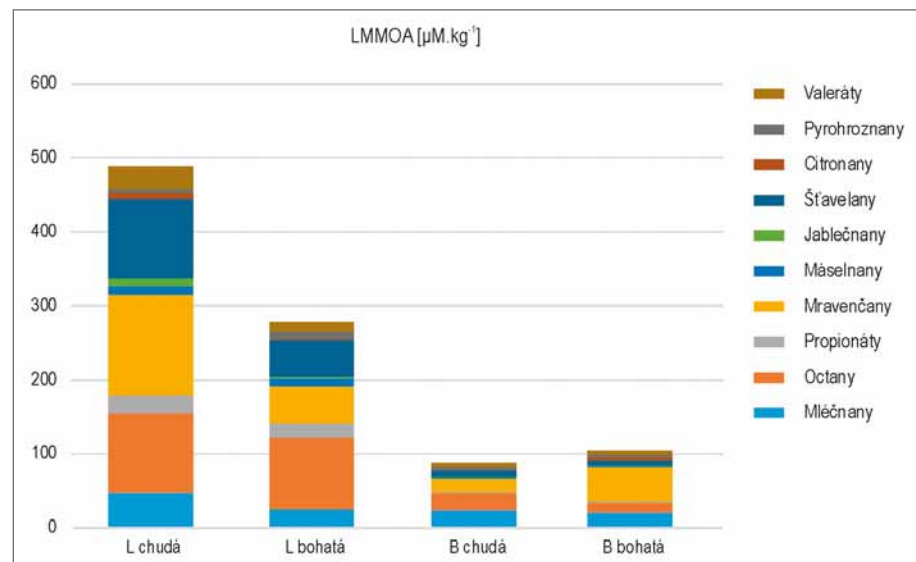
Nejvíce zastoupeným kationtem v sorpčním komplexu v organickém L horizontu na obou lokalitách byl Ca^{2+} . S největší pravděpodobností se zde jedná o Ca pocházející z rozkladu opadu (Berg, McLaugherty 2003). Směrem do hloubky půdního profilu na obohacené i chudé lokalitě množství Ca^{2+} klesá a narůstá podíl Al^{3+} a ostatních kyselých kationtů (H^+ , Mn^{2+} , Fe^{3+}) na sorpčních místech (obr. 3).

Všechny studované vzorky bez ohledu na hloubku odběru byly hodnoceny jako silně kyselé. Aktivní pH půdy karpatských bučin na sledovaných dvou lokalitách bylo v rozmezí 3,37–4,75. Výměnné pH bylo v rozmezí 3,09–4,72 (tab. 1). Vyšších hodnot dosahovalo pH na obohacené lokalitě v organických horizontech, což může být způsobeno hojnějším bylinným pokryvem a příznivějším rozkladem organické hmoty, jak to pozorovali i jiní autoři, např. Binkley, Fisher (2012). To se projevilo i na formě humusu u bohaté lokality – typický moder, oproti chudé lokalitě, kde převažuje morový moder.

Množství rozpuštěného organického uhlíku (DOC) také klesá s hloubkou půdy a hodnoty se pohybují v rozmezí 65–505 mg.kg^{-1} . Více DOC bylo stanoveno na chudší lokalitě, jelikož absence vegetace a nižší pH půdy může vést k pomalejšímu rozkladu a akumulaci organické hmoty (SOM), čímž dochází k převaze humifikace nad mineralizací (Stevenson 1994).

Tab. 1: Základní půdní charakteristiky ve všech horizontech s rozdílným bylinným patrem (průměr ze 4 opakování). CEC – kationtová výměnná kapacita; BS – nasycenost sorpčního komplexu bazickými kationty; DOC – rozpuštěný organický uhlík; C_{org} – organický uhlík.
Tab. 1 : Basic soil properties of all horizons with different herb vegetation cover (average of 4 sampling). CEC – cation exchange capacity; BS – basic saturation; DOC – dissolved organic carbon; C_{org} – organic carbon.

Lokalita	Horizont	Mocnost horizontu [cm]	$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$	pH_{KCl}	CEC [mekv.kg^{-1}]	BS [%]	DOC [mg.kg^{-1}]	C_{org} [%]
Lokalita 1 obohacená	L	2,25	4,75	4,72	343	94,4	407	41,5
	F	0,969	3,79	3,72	195	86,5	133	29,5
	H	3,63	3,59	3,34	83,6	53,6	111	12,8
	A	5,00	3,77	3,33	63,2	39,5	95,5	7,03
	B	27,5	3,95	3,58	43,3	37,5	73,6	3,31
Lokalita 2 chudá	L	1,68	4,64	4,45	329	94,1	505	44,0
	F	0,938	3,80	3,45	199	80,5	105	36,6
	H	2,16	3,37	3,13	125	37,0	140	19,9
	A	3,00	3,47	3,09	79,6	16,3	69,4	6,77
	B	31,5	3,68	3,34	58,4	13,6	65,9	3,54

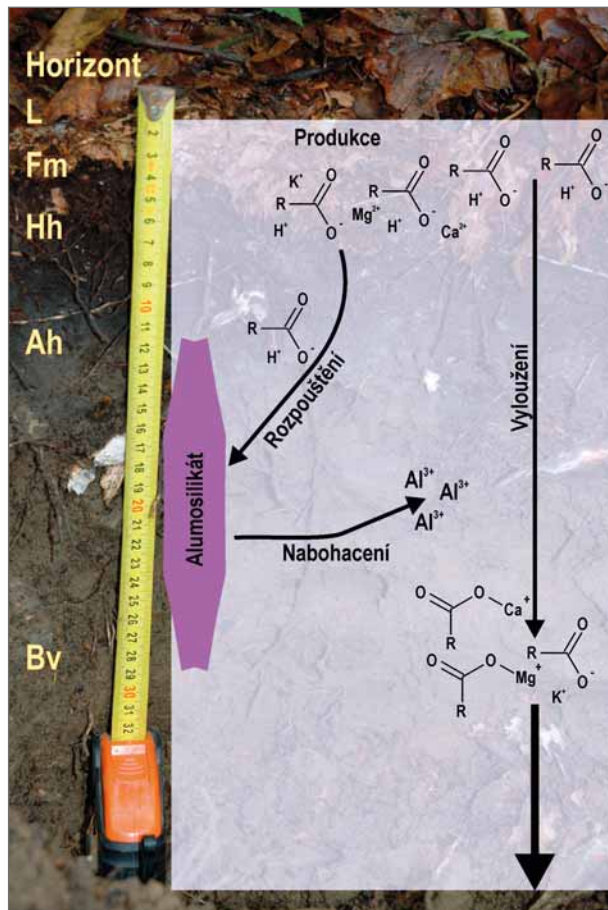


Obr. 4: Množství specií LMMOA [$\mu\text{mol.kg}^{-1}$] v horizontu L a B na lokalitách s rozdílným bylinným patrem (průměr ze 4 opakování).

Fig. 4: Amount of LMMOA species [$\mu\text{mol.kg}^{-1}$] in L and B horizons on localities with different herb vegetation cover (average value from 4 repetitions).

Největší množství LMMOA se nachází na obou lokalitách v organických horizontech (L, F, H) a klesá se vzrůstající hloubkou půdního profilu od organo-minerálních po minerální horizonty. Mezi nejzastoupenější organické kyseliny patří octany, mravenčany, šťavelany a mléčnany (obr. 4). Největší obsahy octanů v lesních půdách potvrzuje i Krzyszowska et al. (1996). Na chudší lokalitě převažují mravenčany, na bohatší acetáty. Přepočtené koncentrace LMMOA na kg půdy se pohybují v rozmezí 0,79 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (jablečnany) až 387 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (mravenčany).

Dostupnost živin je ovlivněna množstvím LMMOA. Byla zjištěna statisticky významná korelace mezi vodorozpuštěným P a šťavelany ($r = 0,5605$, $p < 0,01$) a to zvláště v bylinném patře diverzifikovanějších společenstev (obohacená bučina). To může být způsobeno větším množstvím kořenů na obohacené lokalitě, které mimo



Obr. 5: Schéma znázorňující vliv LMMOA na dostupnost živin a Al (chudé stanoviště).

Fig. 5: The diagram showing the influence of LMMOA on nutrients availability and Al (herb poor locality).

jiné mohou exudovat štavelany zvyšující dostupnost organického i anorganického P pro rostliny, tak jak to uvádějí například Beißner a Römer (1996).

Na chudé lokalitě v horizontu L bylo změřeno celkově více LMMOA než u lokality obohacené, nicméně směrem do hloubky půdního profilu se tyto rozdíly vytrácejí. Předpokládáme, že na obohacené lokalitě dochází k rychlejší degradaci organických kyselin pomocí mikrobiální aktivity. Van Hees et al. (2005) udávají mikrobiální biodegradaci jako nejvýznamnější ztrátu LMMOA (až 89% z celkových ztrát LMMOA).

Domníváme se, že na chudé lokalitě dochází ke komplexaci prvků prostřednictvím LMMOA a následně k jejich vyplavení do hlubších částí půdního profilu (obr. 5). Jak již bylo řečeno, na bohaté lokalitě bylo zjištěno méně LMMOA, což vede k mobilizaci živin, ale jelikož jich není nadbytek, nedochází k jejich vyloužení. LMMOA slouží jako chelační činidlo umožňující transport prvků,

čímž může docházet k ochuzení půdního profilu výše uložených horizontů (Sauer et al. 2007). Na chudé lokalitě (kde bylo nalezeno více LMMOA) předpokládáme, že vlivem LMMOA dochází k vyloužení živin z půdního profilu a také k rozpouštění přítomných alumosilikátů (Dijkstra, Fitzhugh 2003). V této oblasti PR Huštyn se jedná zejména o živce a slídy (Menčík 1983). Z důvodu procesu zvětrávání v kyselém pH se Al uvolňuje jako Al^{3+} . Při nadbytku Al^{3+} dojde k vytěsnění bazických kationtů ze sorpčního komplexu a jejich nahrazení právě tímto převažujícím Al^{3+} . To potvrzuje vyšší zastoupením Al^{3+} v sorpčním komplexu v horizontu A a B (obr. 3), avšak celkové obsahy Al v B horizontech jsou podobné (celkové obsahy Al stanovené pomocí XRF: chudá lokalita 5,53%, obohacená 5,27%). Naopak, v porovnání s obohacenou lokalitou alumosilikáty nejsou rozpuštěné v takové míře a nedochází k tak velkému nabohacení sorpčního komplexu o Al^{3+} (obr. 5).

V půdních profilech ochuzených lokalit může docházet při silně kyselém pH půdy až k procesu podzolizace (Borůvka et al. 2009). Podle Dlouhá et al. (2009) představuje výměnný Al^{3+} v hlubších částech půdního profilu potenciální hrozbu, zvláště pak v silně kyselých lesních půdách.

V neposlední řadě může být negativně ovlivněn růst kořenů rostlin, což potvrzuje i zjištěný poměr Ca : Al (0,23 pro A a 0,16 pro B horizont) na chudé lokalitě. Cronan a Grigal (1995) udávají, že při poměru Ca : Al pod 0,2 dochází téměř ke 100% ohrožení růstu a výživy rostlin.

Závěr

Dle získaných výsledků, si dovoluujeme tvrdit, že na chudé lokalitě s větším množstvím LMMOA dochází ke komplexaci prvků a následně k jejich vyplavení do hlubších částí půdního profilu a zároveň k vyššímu rozpouštění alumosilikátů. Naopak, na bohaté lokalitě bylo zjištěno méně LMMOA, což vede k mobilizaci živin, ale jelikož živin není nadbytek, nedochází k jejich vyloužení, alumosilikáty nejsou rozpuštěné v takové míře a nedochází k tak velkému nabohacení sorpčního komplexu o Al^{3+} .

Není zcela jednoznačné, zda LMMOA ovlivňují bohatost vegetace, nebo zda je bohatost vegetace určujícím faktorem pro vznik LMMOA, každopádně jejich vzájemný vztah je nesporný a pro osud vegetace dané lokality určující.

Poděkování

Výzkum byl finančně podpořen ČZU v Praze (interní grant CIGA 20162016 a SGS 21130/1313/3133).

Literatura

- Ash, C., Borůvka, L., Tejnecký, V., Šebek, O., Nikodem, A., Drábek, O. (2013). Temporal dissolution of potentially toxic elements from silver smelting slag by synthetic environmental solutions. – *Journal of Environmental Management*, 129, 157–163.
- Beißner, L., Römer, W. (1996). Improving the availability of phytate-phosphorus to sugar beet (*Beta vulgaris L.*) by phytase application to soil. – *Proceedings of the IXth International Colloquium for the Optimization of Plant Nutrition*.

- Berg, B., McClaugherty, C. (2003). Plant litter. Decomposition, Humus Formation, Carbon Sequestration. – 331 s. Springer. Berlin.
- Binkley, D., Fisher, R. (2012). Ecology and management of forest soils. – John Wiley & Sons.
- Borůvka, L., Nikodem, A., Drábek, O., Vokurková, P., Tejnecký, V., Pavlů, L. (2009). Assessment of soil aluminium pools along three mountainous elevation gradients. – *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103, 1449–1458. <https://doi.org/10.1016/j.jinorgbio.2009.07.022>
- Cools, N., De Vos, B. (2010). Sampling and analysis of soil. – Manual part X: Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analysis of the effects of air pollution on forests. – UNECE, ICP Forests. Hamburg.
- Cronan, C. S., Grigal, D.F. (1995). Use of Calcium/Aluminum Ratios as Indicators of Stress in Forest Ecosystems. – *Journal of Environmental Quality*, 24, 209–226. <https://doi.org/10.2134/jeq1995.00472425002400020002x>
- Dijkstra, F. A., Fitzhugh, R. D. (2003). Aluminum solubility and mobility in relation to organic carbon in surface soils affected by six tree species of the northeastern United States. – *Geoderma*, 114, 33–47. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(02\)00340-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00340-3)
- Dlouhá, Š., Borůvka, L., Pavlů, L., Tejnecký, V., Drábek, O. (2009). Comparison of Al speciation and other soil characteristics between meadow, young forest and old forest stands. – *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103, 1459–1464. <https://doi.org/10.1016/j.jinorgbio.2009.07.024>
- Fox, T. R. (1995). The Influence of Low-Molecular-Weight Organic Acids on Properties and Processes in Forest Soils. – In: McFee, W. W., Kelly, J. M.: Carbon Forms and Functions in Forest Soils, Soil Science Society of America, 43–62.
- Green, R., Trowbridge, R., Klinka, K. (1993). Towards a taxonomic classification of humus forms. – *Forest Science*, 39.
- Haichar, F., Santaella, Z. C., Heulin, T., Achouak, W. (2014). Root exudates mediated interactions belowground. – *Soil Biology and Biochemistry*, 77, 69–80. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.06.017>
- Hubová, P., Tejnecký, V., Češková, M., Borůvka, L., Němeček, K., Drábek, O. (2018). Behaviour of aluminium in forest soils with different lithology and herb vegetation cover. – *Journal of Inorganic Biochemistry* 181, 139–144. <https://doi.org/10.1016/j.jinorgbio.2017.09.017>
- Jones, D. (1998). Organic acids in the rhizosphere – a critical review. – *Plant and Soil*, 205, 25–44.
- Krzyszowska, A. J., Vance, G. F., Blaylock, M. J., David, M. B. (1996). Ion-Chromatographic Analysis of Low Molecular Weight Organic Acids in Spodosol Forest Floor Solutions. – *Soil Science Society of America Journal*, 60, 1565–1571. <https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000050040x>
- Menčík, E. (1983). Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – 264 s. Ústřední ústav geologický ČSAV. Praha.
- Němeček, J., Mülhanslová, M., Macků, J., Vokoun, J., Vavříček, D., Novák, P. (2011). Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. – 94 s. Česká zemědělská univerzita. Praha.
- Parton, W. J., Schimel, D. S., Cole, C. V., Ojima, D. S. (1987). Analysis of Factors Controlling Soil Organic Matter Levels in Great Plains Grasslands. – *Soil Science Society of America Journal*, 51.
- Sauer, D., Sponagel, H., Sommer, M., Giani, L., Jahn, R., Stahr, K. (2007). Podzol: Soil of the year 2007. – A review on its genesis, occurrence, and functions. – *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 170, 581–597. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700135>
- Shabir, G. A. (2003). Validation of high-performance liquid chromatography methods for pharmaceutical analysis: Understanding the differences and similarities between validation requirements of the US Food and Drug Administration, the US Pharmacopeia and the International Conference on Harmonization. – *Journal of Chromatography A*, 987, 57–66. [https://doi.org/10.1016/S0021-9673\(02\)01536-4](https://doi.org/10.1016/S0021-9673(02)01536-4)
- Shen, Y., Ström, L., Jönsson, J. Å., Tyler, G. (1996). Low-molecular organic acids in the rhizosphere soil solution of beech forest (*Fagus sylvatica* L.) cambisols determined by ion chromatography using supported liquid membrane enrichment technique. – *Soil Biology and Biochemistry*, 28, 1163–1169. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(96\)00119-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(96)00119-8)
- Stevenson, F. J. (1994). Humus chemistry: genesis, composition, reactions. – 489 s. John Wiley & Sons. Illinois.
- Statgraphics Technologies (2017). Data Analysis Solutions. Dostupné na: <http://www.statgraphics.com>, 20. 2. 2018
- Strobel, B. W. (2001). Influence of vegetation on low-molecular-weight carboxylic acids in soil solution – a review. – *Geoderma*, 99, 169–198. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(00\)00102-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00102-6)
- Tejnecký, V., Drábek, O., Nikodem, A., Němeček, K., Borůvka, L. (2014). Fast determination of water extractable organic carbon from forest soils. – *Zprávy lesnického výzkumu*, 59, 155–159.
- Tejnecký, V., Řeřichová, N., Bradová, M., Němeček, K., Šantrůčková, H., Ash, C., Drábek, O. (2014). Litter Decomposition as a Source of Active Phosphates in Spruce and Beech Mountainous Forests Affected by Acidification. – *Procedia Earth and Planetary Science*, 10, 130–132.
- van Hees, P. A. W., Jones, D. L., Godbold, D. L. (2002). Biodegradation of low molecular weight organic acids in coniferous forest podzolic soils. – *Soil Biology and Biochemistry*, 34, 1261–1272. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(02\)00068-8](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(02)00068-8)
- van Hees P. A. W., Jones, D. L., Nyberg, L., Holmström, S. J. M., Godbold, D. L., Lundström, U. S. (2005). Modelling low molecular weight organic acid dynamics in forest soils. – *Soil Biology and Biochemistry*, 37, 517–531.
- Vranová, V., Rejšek, K., Formánek, P. (2013). Aliphatic, cyclic, and aromatic organic acids, vitamins, and carbohydrates in soil: a review. – *The Scientific World Journal*, 2013. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/524239>
- Zou, X. M., Ruan, H. H., Fu, Y., Yang, X. D., Sha, L. Q. (2005). Estimating soil labile organic carbon and potential turnover rates using a sequential fumigation–incubation procedure. – *Soil Biology and Biochemistry*, 37, 1923–1928.

Editor: Martin Ivanov

Doporučená citace článku: Křížová, P., Tejnecký, V., Němeček, K., Michalová, Z., Drábek, O., Borůvka, L. (2018). Vztah mezi obsahem nízkomolekulárních organických kyselin v půdách a bohatostí bylinného patra karpatských bučin. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 16–20.

VLIV LITOLOGIE A MORFOLOGIE VYSOKOGRADIENTOVÝCH KORYT NA DNOVÉ SEDIMENTY: PŘÍKLADOVÁ STUDIE VODNÍHO TOKU KOBYLSKÁ (VSETÍNSKÉ VRCHY, ČESKÁ REPUBLIKA)

Effect of lithology and morphology of high-gradient channels on bed sediments: a case study of the Kobylská Stream (Vsetín highlands, Czech Republic)

Tereza Macurová ✉, Václav Škarpich, Tomáš Galia

Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF OU, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava-Slezská, Ostrava

Key words: bed sediments, headwater stream, channel morphology, grain-size analysis, Kobylská stream, Vsetín highlands, Outer Western Carpathians

Abstract

High-gradient streams are integral parts of the fluvial systems, which connect the mountainous landscapes with lowland rivers in the sense of water and sediment transport. We analysed downstream grain-size characteristics of bed sediments and sphericity of grains with respect to the local flysch lithology and channel geometry in the 5.4 km long reach of the high-gradient Kobylská Stream (the Vsetín highlands, Outer Western Carpathians, Czech Republic). Results showed a high variability of bed-sediment sizes in the longitudinal course of the Kobylská stream. This condition is given by the occurrence of anthropogenic impact in the studied channel (local bank stabilisations, grade-control structures) and lateral sediment input from the adjacent landslides and bank failures. The lithology of the flysch nappe structure of the basin significantly influenced variations of bed sediment grain-sizes. Different bedrock resistance resulted into inverse correlation between the local river gradient and related bed grain-sizes. Especially the mudstone bedrock layers had significant impact on the fining of bed sediment in the upper steep part of the basin ($D_{50} \leq 40$ mm) and by contrast, sandstone bedrock caused the coarsening of the bed sediment in the middle and lower parts (D_{50} up to 50 mm) characterised by lower bed gradients.

Úvod

Vysokogradientové toky jsou důležitými částmi fluviálního systému. Tvoří zdrojové oblasti vody a sedimentů v povodí a propojují tak nížinné oblasti s horskými (Schumm 1977). Vysokogradientové toky jsou definovány jako strmá koryta s gradientem vyšším nebo rovným 0,002 m/m, jejichž dno je vyplněno šterkovou, valounovou či balvanitou frakcí nebo je tvořeno skalním podložím. Niva je u těchto toků prostorově omezena přiléhajícími svahy nebo zcela chybí (Wohl, Merritt 2008). U těchto toků obvykle převažuje transport a odnos sedimentů nad jejich dodávkou, která je realizována především prostřednictvím přilehlých svahů. Mezi hlavní zdrojnice se proto primárně řadí břehové nátrže, sesuvy nebo blokovobahenní proudy, případně eroze dna koryta. Typickým rysem těchto toků je také rozkolísanost průtoků (Montgomery, Buffington 1997, 1998). Erodované sedimenty mají v závislosti na hydrologickém režimu a morfologických vlastnostech koryta přirozený potenciál se transportovat. Při lokálním poklesu unášecí schopnosti toku, například v důsledku rozšíření a snížení sklonu koryta, mohou převažovat procesy depozice za vzniku prostorově omezených šterkových akumulací (Galia, Škarpich 2016). Tato morfologie koryta poté může zpětně ovlivňovat pohyb a transport sedimentárního materiálu (Brierley, Fryirs 2005).

Charakteristické pro vysokogradientové toky flyšových Karpat v České republice je antropogenní ovlivnění

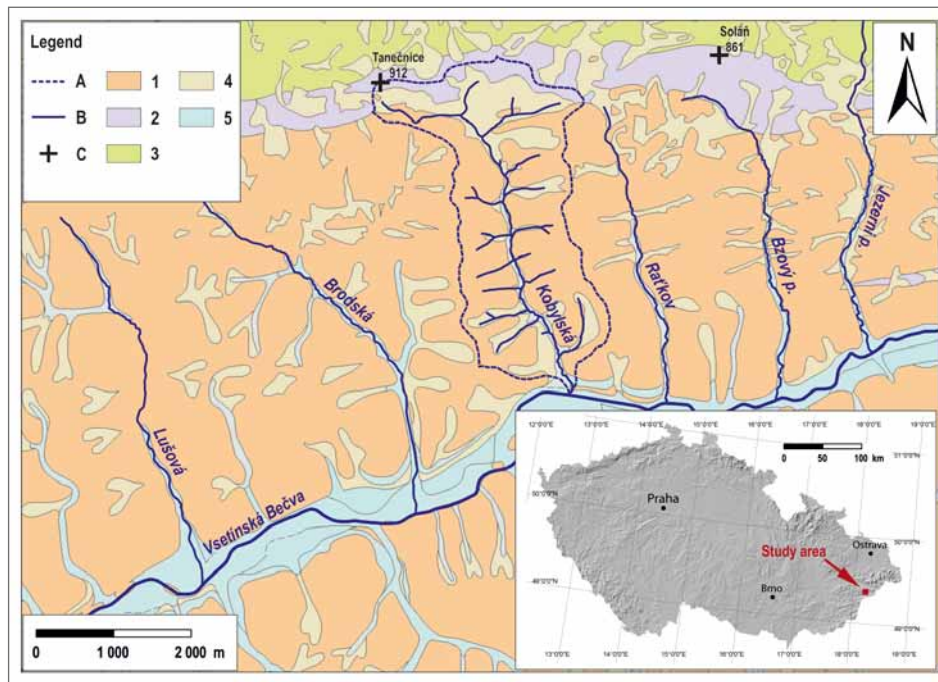
přirozených fluviálních procesů formujících koryto a přilehlou říční nivu. Tento stav se pak odráží ve změnách distribuce akumulovaných dnových sedimentů v podélném průběhu toku. Mezi hlavní antropogenní vlivy je v současnosti možné zahrnout především hrazení toků a stabilizace břehů (Škarpich et al. 2010; Galia et al. 2016; Škarpich et al. 2016; Galia, Škarpich 2017). Méně probádaný je pak vliv litologie na zrnitostní parametry dnových sedimentů v souvislosti s výskytem např. odolnějších pískovcových hornin a méně odolných jílovcových hornin, z nichž jsou erozními procesy sedimenty dodávány do koryta. Tato studie přináší na základě analýzy dnových sedimentů informace o vlastnostech a chování korytového systému vysokogradientového toku Kobylská v souvislosti s procesy ovlivněnými litologickými poměry v povodí. Mezi hlavní cíle práce se kromě rozšíření výše zmíněných poznatků o vysokogradientových tocích v dané oblasti řadí zhodnocení zrnitostních parametrů dnových sedimentů Kobylské (i) v podélném průběhu vodního toku v kontextu výskytu zdrojnic sedimentárního materiálu a antropogenního ovlivnění a (ii) v souvislosti s geometrickými parametry koryta, sklonem a šířkou.

Vymezení studovaného území

Zájmovou oblastí výzkumu bylo povodí vodního toku Kobylská ve Vsetínských vrších (obr. 1). Kobylská pramení ve výšce 833 m n. m. pod vrcholem Tanečnice (911 m n. m.) a ústí zprava do Vsetínské Bečvy ve výšce 474 m n. m. Celková plocha povodí činí 6,9 km² a délka toku je 5,4 km. Pro dnové sedimenty Kobylské je typická šterková frakce petrograficky tvořená nejčastěji pískovci, jílovcí a v menší míře také slepenci.

✉ tereza.macurova@osu.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-21>



Obr. 1: Lokalizace studovaného území povodí vodního toku Kobylské. A – hranice povodí Kobylské; B – vodní tok; C – vrchol s názvem a výškou; 1 – vsetínské vrstvy zlínského souvrství; 2 – belo-vežské souvrství; 3 – ráztocké vrstvy soláňského souvrství; 4 – sedimenty sesuvu; 5 – fluviální a splachové kvartérní sedimenty (zdroj podkladových dat: Česká geologická služba, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka).

Fig. 1: The localization of the study area of Kobylská Stream. A – the Kobylská watershed; B – Stream; C – Mountain peak with the name and height; 1 – Vsetín layers of the Zlín Formation; 2 – Belovežské Formation; 3 – Ráztocké layers of the Soláň Formation; 4 – landslide sediments; 5 – fluvial and deluviofluvial Quaternary sediments (source of the background data: Czech Geological Survey, Research Institute of Water Management T. G. Masaryk).

Toto petrografické složení s sebou nese vysokou rozkolísanost v zrnitosti povrchové vrstvy sedimentů dna v podélném průběhu toku, kdy především jílovce snadno podléhají erozi a rozpadají se na jemné částice. Oproti tomu výskyt odolnějších klastů tvořených pískovci podmiňuje přítomnost hrubších zrnitostních frakcí (tj. především šterkové a valounové frakce) v dnových sedimentech studovaného toku. Horní úsek toku je stržovitý charakter se strmými svahy přiléhajícími ke korytu, které zprostředkovávají přísun koluviálního materiálu do koryta. Ve spodní části toku přechází koryto do údolí neckovitého tvaru v příčném profilu s částečně vyvinutou říční nivou a terasami (Škarpich, Galia 2014).

Geologicky zajímavé území spadá do račanské jednotky magurské skupiny příkrovů. Většina zájmového povodí je budována flyšovými vrstvami hornin s břidlicemi, vápnatými jílovci a především metry mocnými turbiditními vápnatými pískovci s glaukonitem vsetínských vrstev zlínského souvrství (eocén–oligocén) (Krejčí 1991; Pesl 1993; Baroň et al. 2014). Vsetínské vrstvy dosahují mocnosti 1 700–2 300 m (Chlupáč et al. 2002). V horních partiích povodí se vyskytuje drobně rytmický flyš s rudohnědými a zelenošedými jílovci belo-vežského souvrství (paleocén–eocén), jehož mocnost většinou nepřesahuje 100 m (Chlupáč et al. 2002). Místy se v rámci tohoto souvrství objevují až několik desítek metrů mocné

polohy hrubozrnných arkózových pískovců. V průběhu holocénu bylo povodí zasaženo intenzivní mělkou i hlubinnou sesuvnou činností (Krejčí 1991; Pesl 1993; Pícha et al. 2006; Baroň et al. 2014).

Klima je charakteristické vyššími srážkovými úhrny a nižšími průměrnými teplotami. Na nejbližší umístěné stanici na Horní Bečvě (540 m n. m.) dosahují průměrné roční teploty 5,9 °C a průměrný roční úhrn srážek 1 125 mm. Sněhová pokrývka je zde 44 dní v roce (Vitásek 1962). V povodí Kobylské se nevyskytuje žádná vodoměrná stanice, která by přinášela informace o průtočných poměrech a celkové hydrologické situaci v povodí. Na základě srovnání s nejbližší nacházejícím se povodím Lušová, pro které existují dostupné hydrologické

údaje a jehož geologická stavba je téměř identická se zkoumaným tokem, můžeme uvažovat na podobnou hydrologickou situaci i v povodí toku Kobylské. U vodního toku Lušová (s plochou povodí 10,1 km², viz obr. 1) je dlouhodobý průměrný průtok 0,2 m³/s, průtok s dobou opakování 1 rok má hodnotu 8,3 m³/s a s dobou opakování 100 let 44,4 m³/s (zdroj: Povodí Moravy, s.p.). Největších vodností dosahují toky v této oblasti v období března až dubna v důsledku tání sněhu, a poté v letním období v důsledku intenzivní cyklonální činnosti.

Vysokogradientové toky v oblasti Vsetínských vrchů byly již v minulosti ovlivňovány přímými i nepřímými antropogenními zásahy. Odlesnění horské oblasti při Valašské kolonizaci v období 16. až 17. století způsobilo akceleraci erozních procesů (např. intenzivní vývoj strží) a navýšení přísunu sedimentů do koryt vodních toků (Galia et al. 2015; Galia, Škarpich 2017). Transport sedimentů ovlivnily a v současnosti stále ovlivňují také regulace koryt (hrazení a stabilizace břehů) realizované od poloviny 19. století. Hlavním důvodem pro tento přístup úprav toků je stabilizace nivelety a zamezení nadměrného přísunu sedimentů do dolních úseků toků s okolní zástavbou (Galia, Škarpich 2016). Hrazení nízkými spádovými stupni se u toku Kobylská nejvíce vyskytuje ve spodním úseku hlavního koryta, kde jsou tyto úpravy doplněné o opevnění břehů.

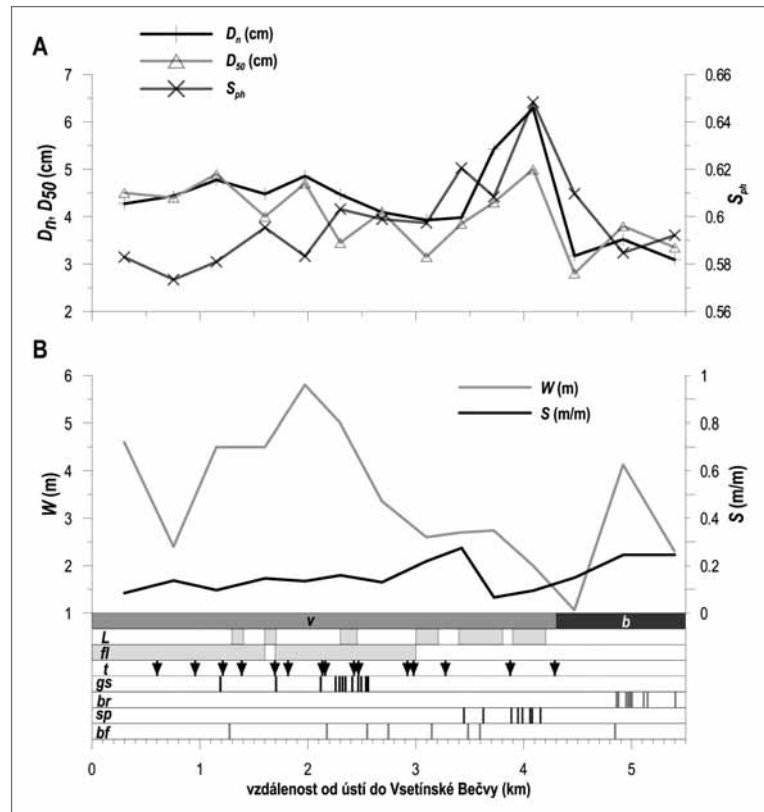
Metodika

V první fázi výzkumu bylo přistoupeno k podrobnému fluvialně-geomorfologickému mapování v povodí Kobylské, které probíhalo od srpna do října 2016. Mapovány byly tvary reliéfu ovlivňující korytový systém Kobylské z hlediska zdrojnic sedimentů a překážek v jejich pohybu (sensu Fryirs et al. 2007).

Byly zmapovány přirozené geomorfologické tvary vyskytující se v korytě vodního toku, jakými jsou např. výchozy skalního podloží a na přiléhajících svazích např. břehové nátrže. Z antropogenních geomorfologických tvarů byly zmapovány stabilizační stupně, opevnění koryta atd.

Pro analýzu dnových sedimentů v korytě byla zvolena transektová metoda měření klastů dle Wolmana (1954). Bylo odebráno vždy 100 klastů povrchové vrstvy dnových sedimentů v předem vytipovaných (dle předešlého fluvialně-geomorfologického mapování) úsecích vodního toku. Povrchová vrstva sedimentů vzhledem k povaze zkoumaného bystrinného koryta téměř neobsahovala písčitou či ještě jemnější frakci, minimální velikost prostřední osy měřených klastů byla proto stanovena na 5 mm. Subjektivní výběr klastů byl eliminován minimalizací očního kontaktu se dnem koryta. Většina klastů byla měřena posuvným měřítkem s přesností na 1 mm. Rozměry balvanů, jež nemohly být ze dna vyzdviženy, byly měřeny s nižší přesností (50 mm) svinovacím metrem. Cílem bylo postihnout variabilitu zrnitosti sedimentů v závislosti na přítomných korytových morfológiích, zdrojnicích sedimentů a antropogenních zásazích v povodí. Celkem byly takto odebrány a změřeny vzorky na 15 úsecích v podélném průběhu hlavního koryta Kobylské, nicméně zahrnuty byly také úseky vybraných přítoků v pramenné oblasti. Celkové množství odebraných klastů činilo 1 500 kusů. V každém z patnácti úseků byly pásmem a digitálním sklonoměrem zaměřeny také geometrické parametry koryta, mezi něž patřily sklon (S) a šířka (W). Z naměřených dat byly pro zhodnocení zrnitostních parametrů dnových sedimentů vypočteny (vždy pro daný úsek se 100 odebranými klasty) percentily $D_{5'}$, $D_{25'}$, $D_{50'}$, $D_{75'}$ a $D_{95'}$, index velikosti (D_n) a sféricita (S_{ph}) klastů.

Pro jednotlivé úseky byly vypočteny průměrné hodnoty D_n a S_{ph} . Index velikosti (nominální průměr) pro jedno zrno je dán vztahem $D_n = (a*b*c)^{1/3}$, kdy a , b , c jsou jednotlivé osy klastů (dle Bunte, Abt 2001). Tento index je ukazatelem, který by měl indikovat vliv poproudového zmenšování klastů vlivem fluvialního opracování. Dalším zrnitostním parametrem je pak sféricita klastů, která poukazuje na geometrický tvar klastu. Pro jedno zrno

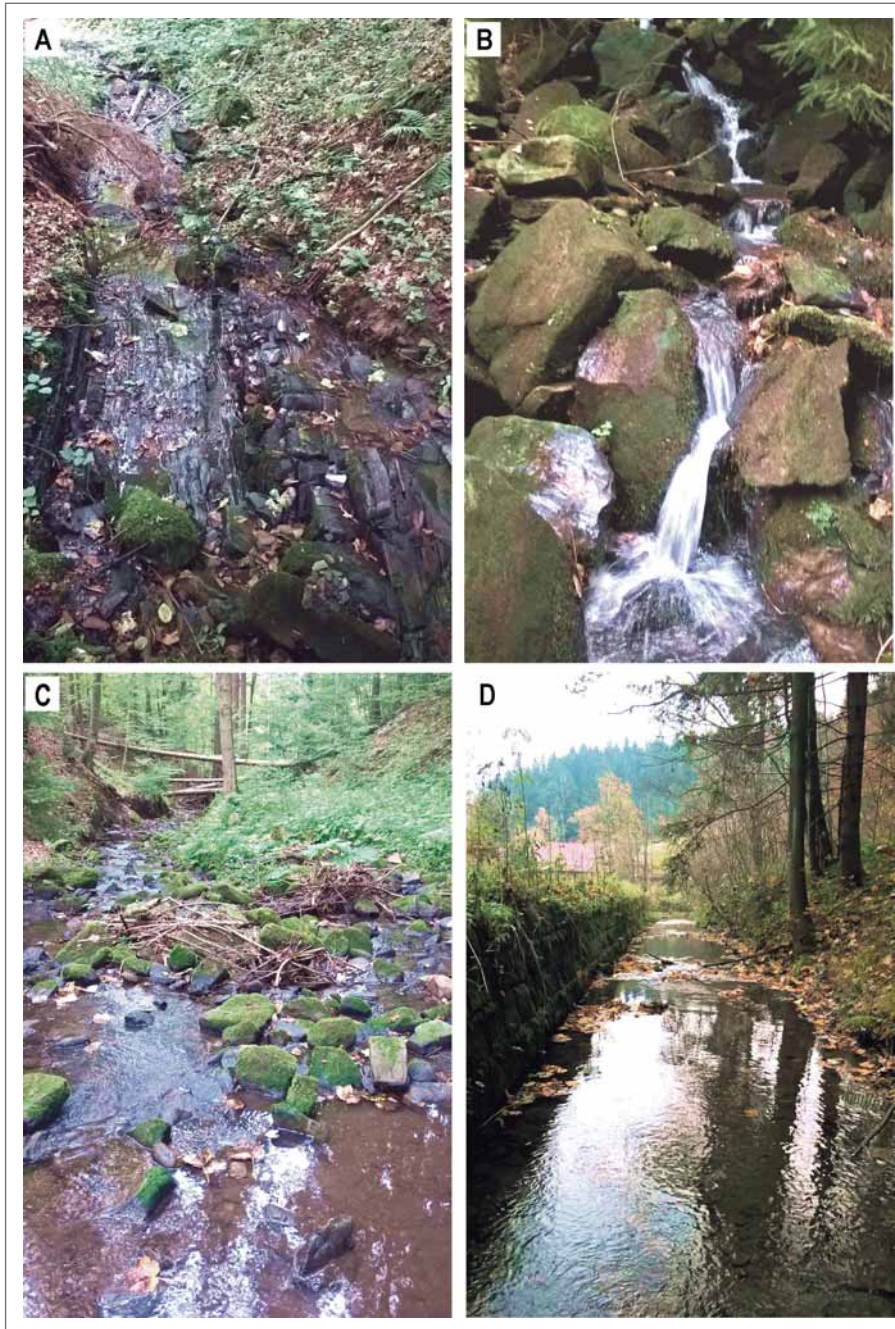


Obr. 2: Zrnitostní parametry dnových sedimentů (A) a morfologické parametry koryta (B) v podélném průběhu vodního toku Kobylská. D_n – aritmetický průměr indexu velikosti klastů; D_{50} – 50. percentil zrnitostního složení a S_{ph} – aritmetický průměr sféricity klastů dnových sedimentů; W – šířka a S – sklon stavu plného koryta; v – vsetínské vrstvy zlínské souvrství; b – belovežské souvrství; L – sesuv; fl – vyvinutá říční niva; t – ústí drobných toků a strží; gs – spádový stupeň; br – výstup skalního podloží v korytě; sp – výskyt korytové morfológie stupeň-tůň; bf – břehová nátrž.

Fig. 2: The grain-size parameters of the bed sediments (A) and channel morphology parameters (B) in the longitudinal course of the Kobylská Stream. D_n – arithmetic mean of nominal diameter; D_{50} – 50th percentile of grain-size distribution and S_{ph} – arithmetical mean of sphericity index of bed sediments; W – bankfull width and S – bed slope; v – Vsetín layers of the Zlín Formation; b – Belovežské Formation; L – landslide; fl – floodplain; t – small tributaries and gullies; gs – grade-control structure; br – bedrock outcrop; sp – step-pool channel morphology; bf – bank failure.

je dána vztahem $S_{ph} = (b*c/a^2)^{1/3}$, který nabývá hodnot $<0;1>$, kdy 0 charakterizuje plochý neboli protáhlý klast podél nejdélší osy a a 1 značí klast nabývající tvaru koule (Bunte, Abt 2001).

Odhalení vzájemných vztahů mezi jednotlivými vypočtenými zrnitostními parametry dnových sedimentů a geometrickými parametry koryta pak přinesla následná korelační analýza. Statistická závislost pak byla určována na hladině významnosti $\alpha = 0,05$, která určovala podmínku pro přijetí či zamítnutí nulové hypotézy. Dále bylo testováno na stejné hladině významnosti, zda ve studovaném toku existuje poproudový trend mediánu zrnitosti (D_{50}) v závislosti na délce toku. Za tímto účelem byl použit Mann-Kendalův neparametrický test, kde je zjištěná míra závislosti namísto hodnoty klasického korelačního koeficientu vyjádřena tzv. Tau koeficientem.



Obr. 3: A – jílovcové skalní podloží v horním úseku koryta Kobylské v ř. km 5,65; B – balvany tvořící morfologii koryta stupeň-tůň v oblasti sesuvu přiléhajícího ke korytu Kobylské, ř. km 4,18; C – přírodě blízký stav koryta v horním úseku koryta Kobylské v ř. km 3,62; D – koryto v dolním úseku Kobylské se stabilizací břehů a dřevěnými spádovými stupni v ř. km 1,72.
 Fig. 3: A – mudstone bedrock outcrop in the channel in upper section of the Kobylská Stream, 5.65 km; B – boulders which are creating step-pool morphology in channel in the landslide area in 4.18 km; C – semi-natural channel in the upper section of the Kobylská Stream, 3.62 km; D – bank stabilization and woody grade control structures in the channel in lower section of the Kobylská Stream in 1.72 km.

Výsledky a diskuze

V celém podélném průběhu toku se projevuje charakteristický trend rozkolísanosti opracování a zrnitostního složení akumulovaných sedimentů v korytě. V horních úsecích vodního toku Kobylská (ř. km 3,0–5,4) je koryto stržovitěho charakteru sevřeno strmými svahy s hodnotami sklonu koryta dosahujícími až 0,27 m/m (viz obr. 2). V úseku koryta v ř. km 4,86–5,42 se nachá-

zejí četné výchozy skalního podloží (viz obr. 2B a 3A) převážně velmi erodibilních jílovcových vrstev belovežského souvrství. Tato situace se pak projevuje ve výskytu jemnějších frakcí dnového sedimentárního materiálu (D_{50} do 40 mm) i přes vyšší hodnoty lokálního sklonu koryta (viz obr. 2A). Níže po toku se situace pozvolna mění a začínají se častěji objevovat pískovce vsetínských vrstev v podloží koryta (viz obr. 2B). V ř. km 3,9–4,25 protéká vodní tok úsekem s blokovým sesuvem, který přiléhá až těsně ke korytu. Tato situace se v korytě projevuje přítomností velkých balvanů pískovců (délka osy b až 650 mm) podmiňujících výskyt charakteristické korytové morfologie stupeň-tůň (dle Montgomery, Buffington 1997) na obrázcích 2A, 3B a 4. V podélném průběhu toku se pak tento stav odráží v zrnitosti dnových sedimentů ve formě výskytu hrubých frakcí (D_{50} až 50 mm). V tomto úseku je koryto také velmi úzké, což se pravděpodobně projevuje selektivním transportem jemnějších frakcí již během mírně zvýšených průtoků. Níže po proudu se objevují další dva významnější sesuvy přiléhající až ke korytu (v ř. km 3,0–3,25 a v ř. km 3,4–3,8), které také způsobují výskyt hrubších frakcí v dnových sedimentech (srovnej na obrázcích 2A a B a na obrázku 3C).

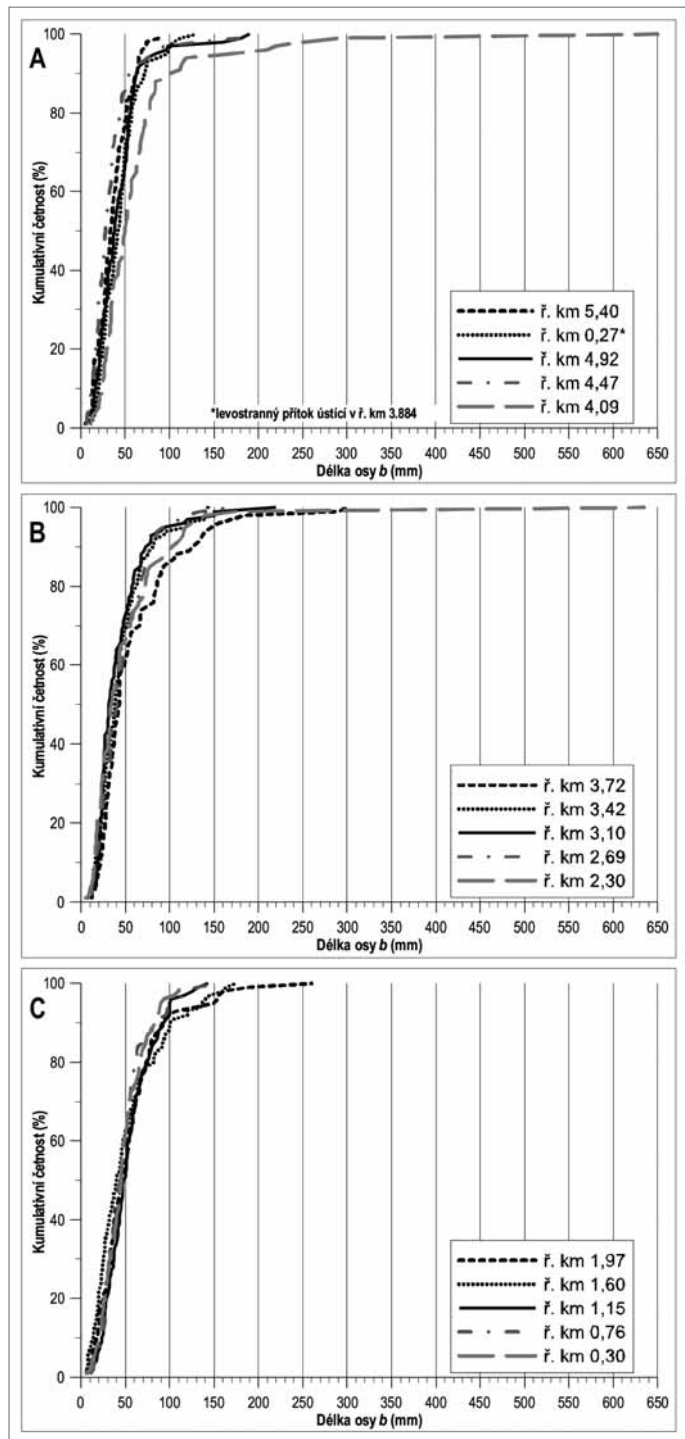
Níže po toku, v ř. km 0,0–3,0 přechází koryto do údolí neckovitěho tvaru v příčném profilu. Koryto se

zde rozšiřuje a snižuje se jeho lokální sklon dna (viz obr. 2B). Především dolní úsek koryta je antropogenně ovlivněn hrazením a opevněním břehů (viz obr. 3D). V ř. km 1,19–2,54 je v korytě vybudováno množství dřevěných a kamenných spádových stupňů. Spádové stupně snižují podélný sklon a zpomalují transport sedimentů. Charakteristické je zde hrubnutí sedimentů (D_{50} až do 49 mm), pravděpodobně v souvislosti s efektem hladové vody

ve smyslu Kondolfa (1997), i přes nižší hodnoty lokálního sklonu koryta. Tento stav je také ovlivněn materiálem pískovcových hornin v podloží, které se do koryta dostávají z břehových nátrží (rovnoměrně se vyskytujících v celém podélném průběhu toku) a sesuvů (v úseku ř. km 3,00–4,25). Klasy pískovců jsou pak méně erodibilní a hůře opracovatelné, což se také podílí na hrubnutí dnových sedimentů. Menší sesuvy přiléhající až těsně ke korytu, např. v ř. km 1,3–1,4, 1,6–1,7 a 2,3–2,45, jsou z hlediska dodávky sedimentárního materiálu ovlivněny stabilizací břehů omezující boční dodávku sedimentů (viz např. obr. 3D) a na výsledném zrnitostním složení dnových sedimentů se neprojevují. Ačkoliv je možno ve studovaném toku obecně pozorovat relativně jemnější dnové sedimenty v nejvyšší části povodí a posléze vyšší hodnoty zrnitosti sedimentů ve středních a dolních partiích toku (viz obr. 2A), výsledkem celkové rozkolísanosti zrnitosti sedimentů je pouze nesignifikantní hodnota Mann-Kendalova testu ($Tau = -0,33$, $p = 0,093$) pro hodnotu D_{50} v závislosti na délce toku. Záporná hodnota Tau koeficientu však ukazuje na tendenci poproudového hrubnutí mediánu zrnitosti v rámci studovaného průběhu toku.

Korelační analýza přinesla informace o vzájemných závislostech mezi zrnitostními parametry dnových sedimentů a geometrickými parametry koryta (viz tab. 1). Z výsledků analýzy je patrné, že sklon koryta (S) poukazuje na nepřímou závislost se zrnitostními parametry percentilů D_{25} , D_{50} , D_{75} a indexu velikosti klastů D_n . To znamená, že čím větší je lokální sklon koryta, tím jemnější zrnitostní frakce jsou v daném úseku zastoupeny. Tento pro říční systémy atypický stav lze vysvětlit litologickou stavbou území. V horních partiích povodí je podloží koryta budováno především drobně rytmičným flyšem s rudohnědými a zelenošedými jílovci, které představují hlavní zdroj sedimentů pro vodní tok. Koryto v tomto úseku má stržovitý charakter s lokálním sklonem dosahujícím hodnoty až 0,27 m/m (v ř. km 3,2–5,4 je průměrný lokální sklon 0,19 m/m). Jílovcové horniny pak představují velmi erodibilní a rychle rozpadavý materiál, který se pak v zrnitostním složení projevuje zastoupením většího množství jemnějších frakcí v těchto úsecích s vyšším sklonem. Oproti tomu v dolním úseku, kde je sklon koryta nižší s maximálním lokálním sklonem 0,16 m/m (v ř. km 0,0–3,2 je průměrný lokální sklon 0,13 m/m), se vyskytují především hrubší frakce relativně odolných glaukonitických pískovců, které se nacházejí v podloží toku a tvoří zde hlavní zdrojový materiál dnových sedimentů.

Erodibilita jílovců dostávajících se do koryta v horních úsecích Kobylské je pak podpořena statisticky signifikantním vztahem nepřímé závislosti mezi šířkou



Obr. 4: Zrnitostní křivky znázorňující porovnání naměřených délek osy b v podélném průběhu toku Kobylská; A – říční km 5,40–4,09; B – říční km 3,72–2,30; C – říční km 1,97–0,30.

Fig. 4: Contribution of grain-size parameters of the b axis in longitudinal course of the Kobylská stream; A – river km 5.40–4.09; B – river km 3.72–2.30; C – river km 1.97–0.30.

koryta (W) a indexem sféricity (S_{ph}). Rychlá rozpadavost se projevuje ve vyšších hodnotách sféricity klastů v horních partiích toku charakterizovaných užším korytem oproti odolnějším horninám pískovců tvořících materiál dnových sedimentů v dolních úsecích se širším korytem.

Závěr

Zrnostní složení sedimentů dna je v korytě Kobylské charakteristické vysokou rozkolísaností v podélném průběhu toku. Tato situace je pro vysokogradientové toky v oblasti Karpat typická (Škarpich et al. 2010). Uplatňuje se zde střídání odolnějších a méně odolných hornin v podloží toku, lokálně omezené vstupy sedimentů z břehových nátrží nebo z přilehlých sesuvů a antropogenní ovlivnění koryta (výstavba stabilizačních stupňů, stabilizace břehů) (Galia, Škarpich 2013; Škarpich, Galia 2014).

V horní části povodí má koryto stržovitý charakter často s vystupujícím skalním podložím. Ve středním úseku koryto postupně přechází do neckovitěho tvaru údolí a významně se zde projevují sesuvy z hlediska dodávky hrubších sedimentů do koryta. V dolní části je koryto velmi ovlivněno antropogenní činností. Stabilizace břehů (především kamenná rovnánina) odpojují boční zdrojnice od koryta a četné spádové stupně (viz obr. 2) zpomalují chod sedimentů v podélném průběhu toku. Tyto úpravy se tak rovněž mohou projevovat na pozorovaném trendu hrubnutí dnových sedimentů z hlediska efektu tzv. hlavové vody (ve smyslu Kondolfa 1997).

V korytě Kobylské se významně odráží vliv horninového složení na zrnostních parametrech dnových sedimentů. V pramenných úsecích Kobylské s většími lokálními sklony dna se vyskytují v podloží málo odolné jílovce, které se dostávají do koryta a projevují se ve výskytu jemnějších frakcí dnových sedimentů. Níže po proudu v dolních úsecích s nižším lokálním sklonem koryta se v podloží vyskytují odolné pískovce, které jsou prostřednictvím sesuvů a břehových nátrží dodávány do koryta. V těchto případech pak nastává hrubnutí dno-

Tab. 1: Korelační matice proměnných geometrie koryta (S , W) a zrnostních parametrů dnových sedimentů (S_{ph} , D_n , D_x) hodnocených úseků vodního toku Kobylská; statisticky signifikantní vztahy na hladině významnosti $\alpha = 0,05$ označeny hvězdičkou (*). S – lokální sklon (m/m), W – šířka (m); S_{ph} – aritmetický průměr indexu sféricity klastů, D_n – aritmetický průměr indexu velikosti klastů a D_x – percentil zrnostního složení dnových sedimentů (mm).

Tab. 1: Correlation coefficients of the channel geometry (S , W) and grain-size parameters of bed sediments (S_{ph} , D_n , D_x) of the evaluated reaches of the Kobylská Stream, statistically significant relationships ($\alpha = 0.05$) are marked by an asterisk (*). S – local slope (m/m); W – width (m); S_{ph} – arithmetic mean of sphericity index; D_n – arithmetic mean of nominal diameter and D_x – percentile of the sediment grain-size distribution (mm).

	S	W	S_{ph}	D_n	D_5	D_{25}	D_{50}	D_{75}	D_{95}
S	1,00*								
W	-0,17	1,00*							
S_{ph}	-0,01	-0,52*	1,00*						
D_n	-0,67*	0,18	0,33	1,00*					
D_5	-0,26	-0,22	0,19	0,5	1,00*				
D_{25}	-0,53*	0,18	0,01	0,71*	0,73*	1,00*			
D_{50}	-0,60*	0,36	0,03	0,76*	0,53*	0,92*	1,00*		
D_{75}	-0,68*	0,49	0,05	0,88*	0,32	0,61*	0,75*	1,00*	
D_{95}	-0,44	0,2	0,4	0,88*	0,17	0,44	0,55*	0,76*	1,00*

vých sedimentů. Tento vliv podložní litologie potvrdila i korelace vzájemných vztahů mezi lokálním sklonem koryta a zrnostními parametry dnových sedimentů. Touto analýzou bylo zjištěno, že čím větší je lokální sklon koryta, tím jemnější zrnostní frakce jsou v daném úseku zastoupeny. Dle výzkumů Galia, Škarpich (2013) nebo Galia et al. (2015) v jiných vysokogradientových korytech flyšových Karpat lze konstatovat, že vyšší lokální sklon dna se v zrnostním složení dnových sedimentů obvykle projevuje ve výskytu hrubších frakcí, což koresponduje se základními teoriemi říčních systémů. U koryta Kobylské se však tento trend neprojevuje, resp. je opačný, což lze přisoudit především vlivu výše zmíněné litologie povodí.

Poděkování

Príspevek vznikl za podpory interního grantu Ostravské univerzity SGS05/PrF/2017-2018. Autoři děkují Ondřeji Bábkovi a anonymnímu recenzentovi za cenné připomínky v recenzním řízení.

Literatura

- Baroň, I., Bíl, M., Bábek, O., Smolková, V., Pánek, T., Macur, L. (2014). Effect of slope failures on river-network pattern: A river piracy case study from the flysch belt of the Outer Western Carpathians. – *Geomorphology*, 214, 356–365. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.017>
- Brierley, G. J., Fryirs, K. A. (2005). *Geomorphology and River Management: applications of the river styles framework*. – 398 pp. Blackwell Publishing Oxford.
- Bunte, K., Abt, S. R. (2001). Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. – General Technical Report RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 1–428.
- Fryirs, K. A., Brierley, G. J., Preston, N. J., Kasai, M. (2007). Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. – *Catena*, 53, 49–67.
- Galia, T., Škarpich, V. (2013). Korytové sedimenty a geomorfologické procesy vysokogradientových toků ve flyši Moravskoslezských Beskyd. – *Geologické Výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 17–21.
- Galia, T., Škarpich, V., Hradecký, J. (2015). Connectivity of the coarsest fraction in headwater channels: imprints of fluvial processes and debris-flow activity. – *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 97, 437–452. <https://doi.org/10.1111/geoa.12086>

- Galia, T., Škarpich, V. (2016). Do the coarsest bed fraction and stream power record contemporary trends in steep headwater channels? – *Geomorphology*, 272, 115–126. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.047>
- Galia, T., Škarpich, V., Hradecký, J., Příbyla, Z. (2016). Effect of grade-control structures at various stages of their destruction on local channel parameters. – *Geomorphology*, 253, 305–317. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.033>
- Galia, T., Škarpich, V. (2017). Response of bed sediments on the grade-control structure management of a small piedmont stream. – *River Research and Applications*, 33, 4, 483–494. <https://doi.org/10.1002/rra.3111>
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002). *Geologická minulost České republiky*. – 436. s. Akademie věd České republiky Praha.
- Kondolf, G. M. (1997). Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. – *Environmental Management*, 21, 533–551.
- Krejčí, O. (1991). *Geologická mapa ČR 1 : 50 000 – list 25-41, Vsetín*. – Český geologický ústav.
- Montgomery, D. R., Buffington, J. M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. – *GSA Bulletin*, 5, 596–611.
- Montgomery, D. R., Buffington, J. M. (1998). Channel processes, classification and response. In: Naiman, R. J., Bilby, R. E. (eds). *River Ecology and Management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*. – 13–42. Springer, New York.
- Pesl, V. (1993). *Geologická mapa ČR 1 : 50 000 – list 25-23, Rožnov pod Radhoštěm*. – Český geologický ústav.
- Pícha, F. J., Stráník, Z., Krejčí, O., Kirchner, K. (2006). Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and their Foreland, Czech Republic. – In: Golonka, J., Pícha, F. J. (eds), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and hydrocarbon resources*. – AAPG Memoir, 49–175.
- Schumm, S. A. (1977). *The Fluvial System*. – 338 pp. John Wiley and Sons. New York.
- Škarpich, V., Galia, T., Hradecký, J., Peč, J. (2010). Identifikace (dis)konektivit vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17, 199–204.
- Škarpich, V., Galia, T. (2014). Projevy zdrojových oblastí sedimentů v zrnitostním složení korytových akumulací vodních toků v reliéfu budovaném flyšovými horninami. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 21, 33–37.
- Škarpich, V., Kašpárek, Z., Galia, T., Hradecký, J. (2016). Antropogenní impakt a jeho odezva v morfologii koryt beskydských šterkonosných toků: příkladová studie řeky Ostravice, Česko. – *Geografie*, 121, 99–120.
- Vitásek, F. (1962). *Moravské zeměpisné krajiny*. – Práce Brněnské základny Československé akademie věd, ročník XXXIV, sešit 4. – 147 s. Nakladatelství československé akademie věd, Praha.
- Wolman, M. G. (1954). A method of sampling coarse bed material. – *American Geophysical Union*, 36, 951–956.
- Wohl, E. E., Merritt, D. M. (2008). Reach-scale channel geometry of mountain streams. – *Geomorphology*, 93, 168–185.

Editor: Zdeněk Losos

Doporučená citace článku: Macurová, T., Škarpich, V., Galia, T. (2018). Vliv litologie a morfologie vysokogradientových koryt na dnové sedimenty: příkladová studie vodního toku Kobylská (Vsetínské vrchy, Česká republika). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 21–27.

SPODNOBADENSKÉ SEDIMENTY KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ NA LOKALITĚ PTENÍ

Lower Badenian deposits of the Carpathian Foredeep on the locality Ptení

Slavomír Nehyba¹✉, Marie Dvořáková¹, Naděžda Hrozová¹, Vladimíra Jašková²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Muzeum Prostějovska, náměstí T. G. Masaryka 2, 796 01 Prostějov

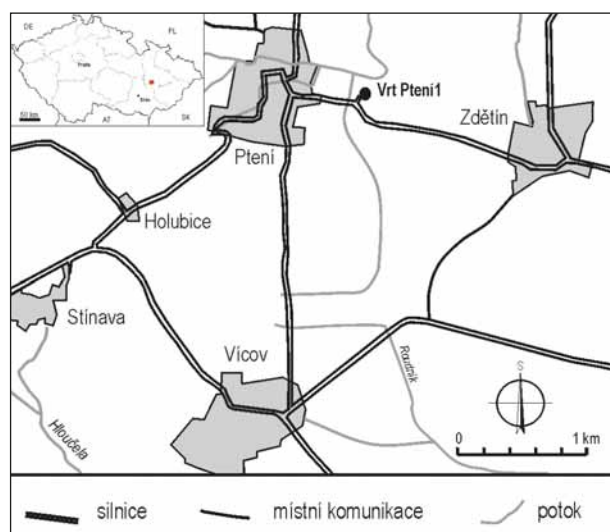
Key words: facies analysis, gamma-ray spectrometry, depositional environment, transgressive-regressive cycles, distal palaeovalley

Abstract

Neogene deposits of the Carpathian Foredeep were studied newly in the sedimentary succession from the drill hole Ptení 1. Three identified facies associations represent deposits of fluvio-deltaic, nearshore and open marine environments. The facies associations are organized into two upward deepening and upward fining cycles which are interpreted as transgressive-regressive cycles. Source area was located in the adjacent geological units with strong dominance of Culmian rocks. The source area was relative stable, material was buried relative rapidly with low role of its reworking. The studied deposits are connected with filling of a distal palaeovalley formed on the foreland plate and oriented oblique to the main basin axis.

Úvod

Reliktní výskyty sedimentů karpatské předhlubně ležící na východním okraji Českého masivu poskytují důležitá data o vývoji této sedimentární pánve. Především spodnobadenické sedimenty na střední Moravě byly v poslední době nově revidovány řadou vrtů (Nehyba, Jašková 2012; Zágorský et al. 2012; Zborník et al. 2013; Tomanová Petrová 2016 atd.). K těmto lokalitám se řadí také výskyt v okolí obce Ptení. Obec Ptení leží přibližně 16 km sz. od Prostějova a zhruba 35 km jz. od města Olomouc. Na území obce byl proveden vrt Ptení 1 (GPS lokalizace vrtu: N 49°30'34.678" E 16°58'11.264") za účelem zjištění bližších dat o sedimentárním profilu spodnobadenických sedimentů, které zde nejsou odkryty přirozeným způsobem. Pozice vrtu je prezentována na obrázku 1.



Obr. 1: Pozice vrtu Ptení 1.

Fig. 1: Position of drill hole Ptení 1.

Předneogenní podloží této lokality je tvořeno spodnokarbonskými kulmskými sedimenty myslejovického souvrství (Mísař et al. 1983). Studované sedimenty na lokalitě geologicky náleží do karpatské předhlubně Západních Karpat, konkrétně k její střední části. Spitzner (1898, 1904) popsal z povrchových sběrů u ptenského hřbitova drobný jílu s úlomky lastur, ostny ježovek a foraminiferů. O výskytu neogenního jílu zde se zmiňuje i Jedlitschka (1937). Remeš (1933) nechal u ptenského hřbitova vykopat průzkumnou sondu. Kalabis (1935) popisuje na lokalitě u ptenského hřbitova řasové vápence a vápnité jíly („tégly“) spodního badenu s hojnými mechovkami, foraminiferami a mlži. Kalabis (1939) popisuje mezi Ptením a Holubicemi podobný výskyt řasových vápenců. Novák (1975) revidoval spodnobadenické sedimenty v okolí Ptení a předpokládá jejich velmi malou mocnost. Rozsah miocenních sedimentů v okolí Ptení hodnotil Synek (1998), který popisuje ústřice, červené řasy a mechovky.

Metodika práce

Plně jádrovaný vrt Ptení 1 byl hodnocen metodami sedimentární geologie. Vrt byl litologicky popsán a byla provedena faciální analýza podle zásad popsaných v publikacích Tuckera (1988), Walkera, Jamese (1992) a Nemece (2005). Bylo odebráno celkem 24 vzorků nepravidelných sedimentů s víceméně pravidelným krokem s ohledem na litologické složení vrtu. Na odebraných vzorcích byla provedena gamaspektrometrická analýza (vzorky o váze 184–360 g, doba měření 30 minut), granulometrická analýza, petrografická analýza pšefitické frakce, posouzení tvaru a zaoblení klastů pšefitické zrnitostní frakce (dle Powerse 1982) a orientační exoskopie vybraných zrn psamitické frakce. Gamaspektrometrická analýza byla realizována za účelem zjištění koncentrace radioaktivních izotopů draslíku, uranu a thoria na laboratorním gamaspektrometru GR – 320 SPEC. Celková radioaktivita byla vypočtena jako tzv. standardní gamazáření (SGR) dle vzorce $SGR [API] = 16,32 \times K (\%) + 8,09 \times U (ppm) + 3,93 \times Th (ppm)$ – API/American Petroleum Institute units.

✉ slavek@sci.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-28>

Zrnitostní analýza byla provedena kombinací metody síťování za mokra na normovaných sítích (Retsch AS – 200) a laserové difrakce (CILAS 1064). K určení zrnitostních charakteristik (Mz, σ) byly využity vzorce podle Folka, Warda (1957). Hodnocení tvarové charakteristiky proběhlo pod binoklem (zrnitostní frakce nad 2 mm) i elektronovým mikroskopem (zrnitostní frakce 0,5–1,0 mm).

Výsledky

Jádrováný vrt dosáhl hloubky 13 m, kdy byl ukončen. Prakticky celá odvrtná mocnost odpovídá neogenním (spodnobadenským) sedimentům (metráž cca 0,8–13,0 m), čímž se nepotvrdily představy o malé mocnosti těchto sedimentů na zájmové lokalitě. Bylo vyčleněno 7 facií, které jsou podrobně popsány v tabulce č. 1, spolu s jejich zrnitostní charakteristikou zjištěnou granulometrickým studiem a zjištěnými koncentracemi radioaktivních izotopů K, U, Th. Na obrázku č. 2 je znázorněn litologický profil vrtu doplněný o vybrané výsledky gamaspektrometrie a granulometrie.

Zrnitostní a petrografické charakteristiky byly rozhodující při identifikaci litofacií. Role primárních sedimentárních struktur byla menší vzhledem k jejich částečné destrukci, která byla způsobena technologií vrtání. Na základě prostorové distribuce a depozičních procesů byly litofacie seskupeny do faciálních asociací.

Byly vyčleněny celkem tři faciální asociace (FA). První faciální asociace je tvořena litofacií G. FA 1 vystupuje v nejspodnějších partiích vrtu v mocnosti přes tři metry a někde poblíž báze vrtu velmi pravděpodobně přímo nasedá na předneogenní podloží. FA 1 byla dále zjištěna v hloubce kolem 6 m (mocnost 75 cm). Jedná se o špatně vytríděné relativně hrubozrnné sedimenty, které vykazují převážně masivní stavbu s náznaky planárního zvrstvení. Těleso FA 1 v hloubce 9,5–13,0 m vykazuje ostrou svrchní plochu spojenou s výrazným poklesem střední velikosti zrna i přítomností psefitických klastů a růstem vytrídění. Naopak svrchní plocha tělesa FA 1 v hloubce kolem 6 m je gradační, spojená mimo jiné i se zjemňováním (pokles střední velikosti zrna). Báze tělesa FA 1 je erozní, což odráží i přítomnost intraklastů podložních prachovitých písků. Přítomnost drti schránek měkkýšů je proměnlivá.

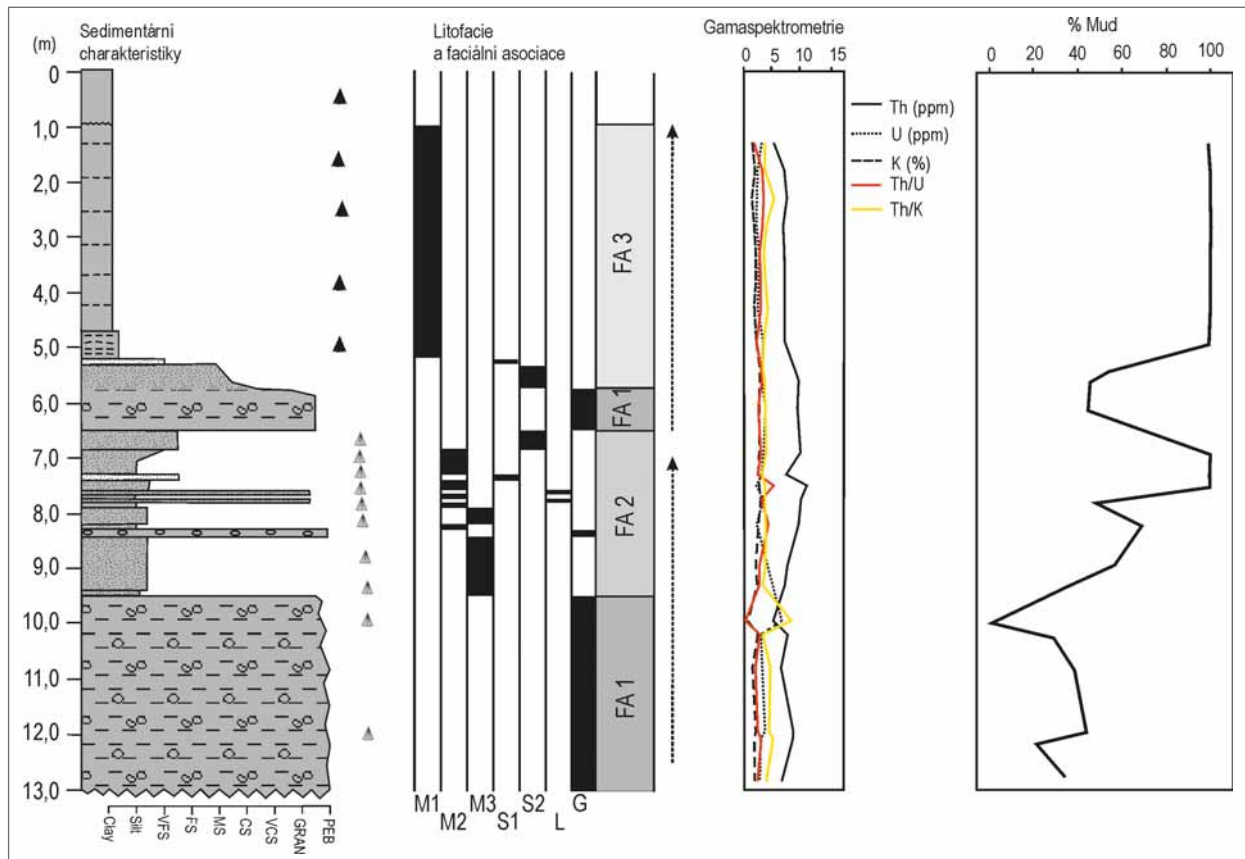
Sedimenty FA 1 jsou interpretovány jako terestrické sedimenty ovlivněné činností moře. Především těleso FA 1 v hloubce kolem 6 m vykazuje charakteristiky tzv. transgresivního rezidua. Lze předpokládat fluvialní, případně deltový (hrubozrnná delta) přírůstek materiálu, který byl částečně redistribuován činností moře. Vzhledem k chráněné pozici nebylo přepracování materiálu výrazné.

Sedimenty FA 2 tvoří střední část vrtu a jsou tvořeny litofaciemi M2, M3, S1, S2, G a L. Převážná část asociace je však tvořena jemnozrnnými litofaciemi M2 (29,4%)

Tab. 1: Stručný popis vyčleněných facií.

Tab. 1: List of lithofacies.

Facie	Popis	Gamaspektrometrie
M1	Světle šedozeleň až místy hnědozeleň jílovitý prach až prachovitý jíl, vápňitý, perleťový lesk, dobře vytríděný, lokálně jemná planární laminace až místy čočkovité zvrstvení, přítomnost celých schránek bivalvií. Ostrá báze, lokální rozdíly v zastoupení schránek i zachování laminace. Zastoupení jílové frakce se pohybovalo od 23,6 do 29,7 % (AVG 27,5 %), prachové frakce od 70,4 do 76,4 % (AVG 72,3 %) a písčité frakce do 1,5 % (AVG 0,2 %).	Hodnoty koncentrace K se pohybovaly v rozmezí od 1,4 do 2,1 % (průměrná hodnota AVG 1,8 %), koncentrace U od 2,2 do 3,4 ppm (AVG 2,6 ppm) a hodnoty Th od 5,4 do 7,6 ppm (AVG 7,0 ppm).
M2	Světle zelenošedý, šedý, místy rezavě hnědý smouhovaný jílovitý prach, písčito-jílovitý prach, vápňitý, hojně schránky měkkýšů, planární laminace. Někdy hrubě směrem vzhůru díky přibývání písčité a šterkovité frakce. Zastoupení jílové frakce se pohybovalo od 15,4 do 29,7 % (AVG 24,8 %), prachové frakce od 33,6 do 70,4 % (AVG 58,1 %), písčité frakce do 21,8 % (AVG 7,3 %) a šterkové frakce do 29,2 % (AVG 9,7 %).	Hodnoty koncentrace K se pohybovaly od 2,6 do 2,8 % (AVG 2,7 %), U od 2,2 do 3,5 ppm (AVG 3,0 ppm) a Th od 10,2 do 11,3 ppm (AVG 10,5 ppm).
M3	Světle šedý šterkovito-jílovito-písčitý prach a šterkovito-jílovito-prachovitý písek, špatně vytríděný, vzácně klasty břidlic až 3 cm (osa A), vápňitý, drť schránek měkkýšů, masivní až lokálně laminovaný, ostrá báze. Zastoupení jílové frakce se pohybovalo od 9,5 do 22,4 % (AVG 17,1 %), prachové frakce od 26,3 do 47,5 % (AVG 37,4 %), písčité frakce od 28,5 do 63,9 % (AVG 44,3 %) a šterkové frakce 0,3 do 1,7 % (AVG 1,2 %).	Hodnoty koncentrace K se pohybovaly od 2,0 do 2,5 % (AVG 2,3 %), U od 2,3 do 2,9 ppm (AVG 2,7 ppm) a Th od 7,3 do 9,8 ppm (AVG 8,3 ppm). Průměrná hodnota koncentrace K byla 2,3 %, U 2,7 ppm a hodnota Th byla 8,3 ppm.
S1	Světle šedý až rezavě hnědý, zelenošedý velmi jemnozrnný písek až prachovitý písek, dobře vytríděný, ostrý strop i báze, jemná planární laminace a čeřinové zvrstvení.	Hodnota koncentrace K je 2,4 %, U 3,1 ppm a Th 7,5 ppm.
S2	Světle hnědošedý, nazelenalý jílovito-prachovitý jemnozrnný až velmi jemnozrnný vzácně až středozrnný písek s příměsí šterku, vápňitý, planárně laminovaný, špatně vytríděný, hojně schránky (měkkýši, mechovky?), směrem vzhůru přibývá schránek. Zastoupení jílové frakce se pohybovalo od 13,2 do 16,3 % (AVG 14,75 %), prachové frakce od 33,5 do 37,6 % (AVG 35,55 %), písčité frakce od 22,2 do 26,1 % (AVG 24,15 %) a šterkové frakce od 23,9 do 25,2 % (AVG 24,1 %).	Hodnoty koncentrace K se pohybovaly v rozmezí od 2,7 do 2,8 % (AVG 2,7 %), U od 3,0 do 3,2 ppm (AVG 3,1 ppm) a Th od 9,1 do 9,8 ppm (AVG 9,4 ppm).
L	Lumachela – drť schránek měkkýšů a polozaoblených intraklastů šedého jílovce až jílovitého prachovce, klasty mají velikost do 1,5 cm. Chaotická stavba.	
G	Světle šedý až rezavě hnědý, písčitý někdy až jílovito-písčitý šterk s podpůrnou strukturou matrix, méně často podpůrná struktura valounů, vápňitý. Ostrá báze i strop, směrem vzhůru zjemňování, někdy hrubé planární zvrstvení a protáhlé klasty rovnoběžně s vrstevnatostí, jindy masivní. Klasty zaoblené, polozaoblené i poloostrohanné, obvykle do 2 cm (osa A), vzácně až 5 cm, zjištěny intraklasty podložních prachovitých písků. Lokálně drť schránek měkkýšů. Zastoupení jílové frakce se pohybovalo od 8,3 do 14,7 % (AVG 10,6 %), prachové frakce od 16,0 do 30,8 % (AVG 24,8 %), písčité frakce od 22,7 do 56,7 % (AVG 35,7 %) a šterkové frakce od 14,0 do 47,9 % (AVG 28,2 %). Dle klasifikace Kukala (1985) se jedná o jílovito-písčito-prachovitý šterk případně o jílovito-prachovito-písčitý šterk nebo o jílovito-šterkovito-prachovitý písek.	Hodnoty koncentrace K se pohybovaly od 0,6 do 2,6 % (AVG 1,8 %), U od 2,9 do 6,7 ppm (AVG 3,7 ppm) a hodnoty Th od 5,2 do 9,6 ppm (AVG 7,6 ppm).



Obr. 2: Litologický profil vrtem Ptení 1 s hodnotami gamaspektrometrie a zrnitostní analýzy.

Fig. 2: Lithostratigraphic log of the drill hole Ptení 1 with results of gamma-ray spectrometry and grain-size analysis.

a především M3 (44,0 %). Pro tuto faciální asociaci je zřetelná větší faciální pestrost a opakování střídání mocnějších poloh relativně jemnozrnných (facie M2, M3) s polohami s výraznějším zastoupením především písčité, případně šterkovité frakce (litofacie S1, S2, G) nebo schránek měkkýšů (litofacie L). Nápadné je horší vytrídění i jemnozrnných sedimentů a přítomnost především planární laminace.

Sedimenty FA 2 jsou interpretovány jako sedimenty břehního pásma až spodního předbřeží (lower shoreface). Sedimentace byla výrazně ovlivněna periodickým přínosem hrubozrnného materiálu z blízkého kontinentu (katastrofické přívaly event. bouřková činnost).

Sedimenty FA 3 zachycují nejvyšší partie neogenního sledu zastíženého vrtem Ptení 1. Jsou tvořeny litofaciemi S1, S2 a M1, přičemž litofacie M1 výrazně převažuje (86,8 %). Písčité litofacie tvoří bazální část FA 3, výše převažuje monotónní těleso litofacie M1 mocné téměř 5 m. Tyto sedimenty jsou nápadně jemnozrnností a dobrým vytríděním (zejména ve srovnání se zbytkem vrtu). Litofacie M1 odpovídá spodnobadenským pelitům tradičně označovaným jako „tégly“ a tyto partie neogenního profilu byly v minulosti nejspíše otevřeny kopanými sondami. V rámci vrtu nebyly zjištěny polohy odpovídající řasovým vápencům.

Sedimenty FA 3 jsou interpretovány jako sedimenty spodního předbřeží až otevřeného moře. Nápadná je výrazná redukce přínosu hrubšího klastického materiálu proti podložním FA.

Zjištěné hodnoty gamaspektrometrie ukazují, že hodnoty K a U jsou poměrně stabilní. Hodnoty zastoupení K se pohybují od 0,61 % do 2,83 % (průměrná hodnota/AVG = 2,07 %, směrodatná odchylka/SO = 0,53 %). Hodnoty koncentrací uranu se pohybují od 2,13 ppm do 6,65 ppm (AVG = 3,04 ppm, SO = 0,88). Hodnoty zastoupení Th kolísají od 5,15 ppm po 11,24 ppm (AVG = 8,0 ppm, SO = 1,51). Celková radioaktivita SGR se pohybuje od 69,57 API po 113,09 API (AVG = 89,82 API, SO = 13,27). Dle Hesseblo (1996) jsou koncentrace K převážně vysoké (52,2 %) nebo střední (43,5 %), kdežto nízké jsou vzácné (4,3 %). Naopak koncentrace U jsou převážně nízké (56,5 %), případně střední (39,1 %) a vysoké jsou vzácné (4,3 %). Koncentrace Th jsou naprosto dominantně vysoké (91,7 %), vzácně střední (8,3 %). Hodnoty celkové radioaktivity SGR lze považovat za střední (75 %), případně vysoké (25 %). Na celkové radioaktivitě se u hodnocených vzorků podílí zejména K ($r = 0,81$) a Th ($r = 0,84$), kdežto role U je nízká ($r = 0,18$). Hodnoty poměru Th/U se pohybují od 0,77 do 5,18 (AVG = 2,8, SO = 0,81) a hodnoty poměru Th/K od 3,13 do 8,44 (AVG = 4,07, SO = 1,06). Průběhy koncentrací radioaktivních prvků i jejich poměru v rámci profilu vrtu jsou znázorněny na obrázku 2.

Koncentrace K a Th vykazují vysokou pozitivní korelaci ($r = 0,822$), naopak nízkou zápornou korelaci vykazují koncentrace K a U ($r = -0,379$) a U a Th ($r = -0,260$). Koncentrace K vykazují slabou negativní až žádnou korelaci k zastoupení jílovité zrnitostní frakce ($r = -0,09$), slabě

negativní k zastoupení prachovité frakce ($r = -0,16$) a slabě pozitivní k zastoupení písčité frakce ($r = 0,12$). Koncentrace U vykazují téměř shodnou hodnotu záporné korelace k zastoupení jílovité ($r = -0,46$) i prachovité frakce ($r = -0,44$). Mezi zastoupením písčité frakce a koncentracemi U byla zjištěna slabě pozitivní korelace ($r = 0,29$). Koncentrace thoria vykazují slabou negativní až žádnou korelaci k zastoupení jílovité zrnitostní frakce ($r = -0,09$), slabě negativní k zastoupení prachovité frakce ($r = -0,19$) a slabě pozitivní až žádnou korelaci k zastoupení písčité frakce ($r = 0,04$).

Pozitivní korelace Th a K ukazuje na společný zdroj signálu, kdežto negativní korelace těchto dvou prvků s U ukazuje, že původ signálu U je odlišný. Zdroj signálu K a Th bývá tradičně hledán v rámci jemné jílovité frakce. Nízké hodnoty korelace těchto prvků k jednotlivým zrnitostním frakcím ukazují na větší nestabilitu signálu a jejího zdroje.

Poměr Th/U je považován za indikátor geochemických facií/oxidačně-redukčních podmínek (Myers, Wignall 1987; Doveton 1991), nebo dokonce depozičního prostředí (Adams, Weaver 1958). Relativně vyšší hodnoty tohoto poměru (75 % nad hodnotu 2) ukazují na převládající sedimentaci v oxidačních podmínkách a mobilitu uranu. Převážně nízké hodnoty poměru Th/K (75 % pod 3) ukazují na nízké zastoupení kaolinitu ve studovaných vzorcích. Nízké hodnoty poměru Th/K jsou vcelku typické pro spodnobadenské sedimenty karpatské předhlubně (Nehyba, Jašková 2012; Zborník et al. 2013). Výrazné změny v hodnotě poměrů Th/U i Th/K kolem metráže 9,5 m ukazují na výraznou změnu podmínek depozice.

Petrografické studium pšfitické frakce prokázalo, že nejčastější jsou kulmské břidlice, jejichž podíl se stabilně pohybuje kolem 40 %. Dále relativně hojně byly klasty drob (kolem 30 %). Proměnlivé je zastoupení starších slepenců (10–70 %). Méně časté byly klasty prachovců (kolem 2 %), křemenného pískovce a svorové ruly (do 1 %). Zastoupení křemene jeví výrazný nárůst ve spodních partiích vrtu. Zatímco ve vzorku z hloubky 10 m tvořily klasty křemene 1 %, ve vzorku z 12,95 m 27 %. Pšfitické klasty jsou převážně poloostrohranné (66 %). Zastoupení polozaoblených klastů bylo velmi podobné ve všech studovaných vzorcích a pohybuje se mezi 20–30 %. Zaoblených valounů bylo průměrně 6 %. Dominují diskovité klasty (kolem 38 %) a klasty s čepelovitým tvarem (kolem 29 %). Klasty sloupcovité jsou méně hojné (kolem 20 %), stejně jako klasty sférického tvaru (kolem 13 %).

Pod elektronovým mikroskopem bylo zkoumáno 20 křemenných zrn. Většinou se jednalo o poloostrohranná zrna diskovitého či sférického tvaru. Nejčastější zjištěnou mikrotextrou byly obloukové stupně, V-jamky a křemičité povlaky.

Interpretace

Z geologické mapy 1 : 50 000 (list 24-23 Protivanov) je zřejmé, že neogenní sedimenty v okolí Ptení tvoří pruh, který se táhne ve směru SSZ–JJV, přičemž se směrem k SSZ postupně zužuje. Lze předpokládat, že se jedná o relikt paleoúolí, kterým následně spodnobadenské moře proniklo směrem do Českého masivu (záliv?). Potenciálně podobné zálivy jsou často vázány na zahloubená úolí, jejichž původ je spojen s fluvialní erozí. Sedimentární profil ukazuje dva nahoru zjemňující cykly spojené s protichůdnou činností přínosu klastického materiálu a rychlostí tvorby akomodačního prostoru (transgresivně-regresivní cykly).

Spodní nahoru hrubnoucí cyklus vykazuje mocnou FA 1 odrážející přepracování fluvialního/deltového materiálu poblíž březní linie a převahu přínosu klastického materiálu nad tvorbou depozičního prostoru („normální“ regrese). Nadložní FA 2 dokládá nárůst relativní hladiny spojený s vyšší rychlostí tvorby akomodačního prostoru, než byl přínos klastického materiálu. Dochází k retrogradaci březní linie. Plochu maximální záplavy během tohoto cyklu klademe do metráže kolem 7,50–7,75 m (vzorky s maximálním zastoupením jílovito-prachovité frakce, nejvyšší koncentrací Th, K, SGR, poměru Th/U a relativně nízkou koncentrací U). Svrchní partie FA 2 odráží opět normální regresi spojenou s progradací březní čáry a relativním poklesem hladiny. Tím je ukončen spodní cyklus. Holcová (ústní sdělení) mikropaleontologicky posoudila dva vzorky z hloubek 9,95 a 7,8 m. Na základě hojné přítomnosti *Reticulofenestra* sp. srovnává depoziční podmínky se situací ve svrchních částech vrtu Lomnice 1 (Holcová et al. 2015) nebo vrtů Židlochovice (Doláková et al. 2014). Jedná se o oligotrofní podmínky s výraznými oscilacemi salinity a snad i hypersalinitou.

Svrchní cyklus začíná erozní bází tělesa FA 1. Tato situace je interpretována jako odraz relativního poklesu hladiny, nucené progradace březní linie, přínosu materiálu a částečné depozice ve fluvialně-deltovém prostředí. Nadložní FA 3 pak odráží relativně rychlé prohloubení depozičního prostoru a postup březní linie směrem do kontinentu (retrogradace – relativní nárůst hladiny). Došlo k rychlé tvorbě akomodačního prostoru, který nebyl kompenzován přínosem sedimentárního materiálu. Uvedená situace mohla být akcentována sedimentací v rámci relativně omezené zátoky či zahloubeného úolí. Uvedené dva cykly změny relativní hladiny tak nemusí odpovídat dvěma transgresivním fázím známým ze spodnobadenské výplně karpatské předhlubně, ale odráží spíše místní podmínky dané morfologií okraje pánve s pravděpodobnou přítomností vodního toku (případně jeho ústí). Jedná se tedy spíše o cykly vyššího řádu, než jsou cykly spojené s výše uvedenými dvěma spodnobadenskými transgresemi. Plochu maximální záplavy v rámci celého profilu klademe do metráže kolem 2,8 m (poblíž vzorku se zjištěnou minimální koncentrací U, nízkými koncentracemi Th a K a maximálním zastoupením jílovito-prachovité frakce).

Zdrojem psefitického materiálu byly naprosto dominantně horniny blízkého okolí studované lokality, tj. horniny kulmské facie moravskoslezského paleozoika. Růst zastoupení křemene ukazuje na relativně vyšší zralost směrem k bázi, což nejspíše odráží rozdíly v intenzitě zvětrávání a přemístění materiálu do depoziční pánve. Lze případně uvažovat také o rozdílné délce transportu. Relativně nízké zaoblení zrn psefitické a psamitické frakce ukazuje na relativně krátký transport a rychlou depozici (téměř bez efektu opracování v březní zóně). Shodné výsledky petrografické analýzy, tvarové analýzy a studia

zaoblení v hodnocených vzorcích hodnoceného profilu ukazují na relativní stabilitu zdrojové oblasti, mechanismu transportu i klimatu během depozice. Podobně lze interpretovat i stabilitu populací křemenných zrn psamitické frakce zjištěnou exoskopicky.

Poděkování

Za laskavé posouzení příspěvku a připomínky jsme povinovani díkem RNDr. Jirímu Otavovi, CSc. a Mgr. Michalu Francírkovi, Ph.D.

Literatura

- Adams, J. A. S., Weaver, E. (1958). Thorium to uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical facies. – AAPG Bulletin, 42, 387–430.
- Doláková, N., Holcová, K., Nehyba, S., Hladilová, Š., Brzobohatý, R., Zágoršek, K., Hrabovský, J., Seko, M., Utescher, T. (2014). The Badenian parastratotype at Židlochovice from the perspective of the multiproxy study. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 271, 169–201.
- Doveton, J. H. (1991). Lithofacies and geochemical facies profiles from nuclear wireline logs: new subsurface templates for sedimentary modelling. – In: Franseen, E. K., Watney, W. L., Kendall, C. J., Ross, W. (eds): Sedimentary modelling–computer simulations and methods for improved parameter definition. – Kansas Geological Society Bulletin, 233, 101–110.
- Folk, R. L., Ward, W. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – Journal of Sedimentary Petrology, 27, 3–26. Tulsa.
- Hesselbo, S. P. (1996). Stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic margin, offshore New Jersey. – In: Mountain, G. S., Miller, K. G., Blum, P., Poag, C. W., Twichell, D. C. (eds): Proceedings of the Ocean Drilling Program. – Scientific Results, 150, 411–422.
- Holcová, K., Brzobohatý, R., Kopecká, J., Nehyba, S. (2015). Reconstruction of the unusual Middle Miocene (Badenian) palaeo-environment of the Carpathian Foredeep (Lomnice/Tišnov denudational relict, Czech Republic). – Geological Quarterly, 59, 4, 654–678. <https://doi.org/10.7306/gq.1249>
- Jedlitschka, J. (1937). Paleontologický výzkum slínů, jílu a písků z okolí Plumlova. – Věstník přírodovědeckého klubu za roky 1936–1937, 25, 11–41. Prostějov.
- Kalabis, V. (1935). Příspěvek k seznání miocénu u Ptení a Ždětína. – Věstník klubu přírodovědeckého v Prostějově za roky 1934–1935, 24, 24–26. Prostějov.
- Kalabis, V. (1939). Nový nález litavského vápence u Ptení. – Příroda, 32, 10, 339–340. Brno.
- Myers, K. J., Wignall, P. B. (1987). Understanding Jurassic organic-rich mudrocks – new concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. – In: Legget, J. K., Zuffa, G. G. (eds): Marine clastic sedimentology: London, Graham and Trotman, 172–189.
- Nehyba, S., Jašková, V. (2012). Výsledky vrtného průzkumu na lokalitě Hlučov (sedimenty spodního badenu karpatské předhlubně). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 1–2, 36–41. Brno.
- Nemec, W. (2005). Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – Institut for geovitenskap, Uni. Bergen, 1–28.
- Novák, Z. (1975). Spodnobadenské vápence karpatské předhlubně. – MS, Kandidátská disertační práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity J. E. Purkyně. Brno.
- Powers, M. C. (1982). Comparison chart for estimating roundness and sphericity. – AGI Data Sheet 18.
- Remeš, M. (1933). Dodatky ke geologické mapě okolí olomouckého (speciální mapa č. 4158) a poznámky k některým listům sousedním (č. 4059, 4159, 4258, 4259), Část druhá. – Zprávy Komise na přírodovědecký výzkum Moravy a Slezska. Oddělení geologické, č. 12, Brno.
- Spitzner, V. (1898). Geologická reliéfní mapa okresu prostějovského a plumlovského, v měřítku 1 : 25 000 – První výroční zpráva Klubu přírodovědeckého v Prostějově za rok 1898, 42–45. Prostějov.
- Spitzner, V. (1904). Foraminifery (dírkonosci) v třetihorních jílech v okolí Prostějova u Ptení a Čech. – Věstník Klubu přírodovědeckého za rok 1903, 6, 142–145. Prostějov.
- Synek, M. (1998). Výzkum miocénu u Ptení. – Přírodovědné studie Muzea Prostějovska. Svazek 1, Sborník k 100. výročí založení klubu Přírodovědeckého v Prostějově. 140. Prostějov.
- Tomanová Petrová, P. (2016). Sedimenty karpatu a spodního badenu na lokalitě Brus. – Zprávy o geologických výzkumech, 49, 171–176. Praha.
- Tucker, M. ed. (1988). Techniques in Sedimentology. – Blackwell Science, 1, 394.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). Facies Models. Response to sea level changes. – Geological Association of Canada, 1–380, Toronto.

- Zágoršek, K., Nehyba, S., Tomanová Petrová, P., Hladilová, Š., Bitner, M. A., Doláková, N., Hrabovský, J., Jašková, V. (2012). Local catastrophe near Přemyslovice (Moravia, Czech Republic) during Middle Miocene due to the tephra input. – *Geological Quarterly*, 56, 2, 269–284. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1021>
- Zborník, V., Nehyba, S., Jašková, V. (2013). Výsledky vrtného průzkumu na lokalitě Brus (neogenní sedimenty karpatské předhlubně). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 1–2, 63–68. Brno.

Editor: Pavla Tomanová Petrová

Doporučená citace článku: Nehyba, S., Dvořáková, M., Hrozová, N., Jašková V. (2018). Spodnobadenské sedimenty karpatské předhlubně na lokalitě Ptení. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 28–33.

KVARTÉRNÍ SEDIMENTY NA SEVERNÍM PŘEDHRADÍ LOKALITY POHANSKO U BŘECLAVI

Quaternary deposits on the Northern bailey of the Pohansko site near Břeclav

Slavomír Nehyba¹✉, Marie Dvořáková¹, Nela Doláková¹, Petr Dresler²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Ústav archeologie a muzeologie, FF MU, Arne Nováka 1/1, 602 00 Brno

Key words: Quaternary deposits, facies analysis, grain surface textures, palynology, OSL dating, depositional environment

Abstract

Sedimentological study on the Northern bailey of the fortified site Pohansko allows identification of 9th lithofacies and 2 facies associations. The lower facies association is interpreted as an infill of fluvial channels (mostly mid-channel dunes) with two cycles of filling. The fluvial channels were relatively shallow and broad (high width/depth channel ratio) and they point to braided fluvial style and channel migration. The upper fluvial association reflects significant change of the fluvial style. The sedimentary infill of the upper fluvial association is interpreted as deposits of levee and overbank deposits. Results of the OSL dating for the sample of lower facies association provide an age of 13.5 ky. Such age can be correlated with the Upper Pleistocene Allerød Interstadial (13.7–12.9 ky BP), i.e. relatively warmer phase of the Weichselian late glacial. Data of OSL dating for two samples from the upper facies association were 11.8 ky and 10.3 ky BP. The upper age can be correlated with Younger Dryas (12.9–11.7 ky BP) whereas the lower one to Preboreal. The deposition of the upper facies associations are therefore interpreted as Uppermost Pleistocene to Early Holocene in age.

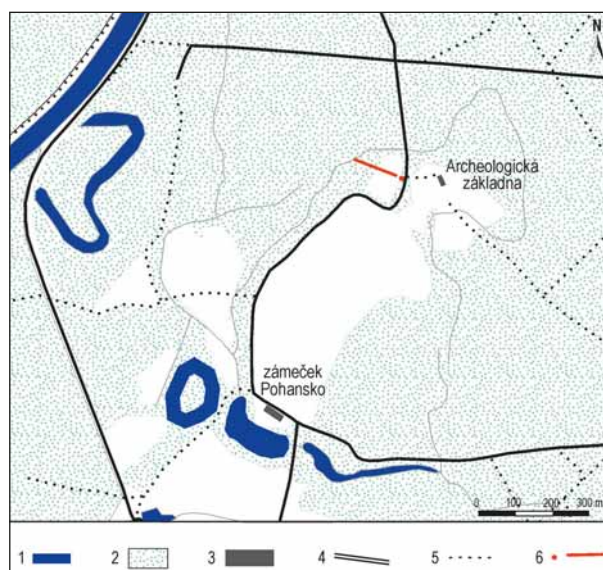
Úvod

Archeologická lokalita Pohansko u Břeclavi představuje významné raně středověké opevněné hradiště přímo v srdci Velkomoravské říše, pocházející z 9. století našeho letopočtu. Z geologického hlediska se zájmová lokalita nachází ve Vídeňské pánvi s typickými hojnými kvartérními sedimenty. Hradiště se nachází v nadmořské výšce od 155 do 157 m nad mořem. V dnešní údolní nivě Dyje, Moravy a Kyjovky vznikaly během svrchního pleistocénu a holocénu litologicky především pestré říční a eolické sedimenty. Z říčních sedimentů se jedná o říční korytové i mimokorytové sedimenty, litologicky pak o šterky, písky, prachy a jíly, případně o organikou bohaté kaly. Z eolických sedimentů jsou to váté písky a spraše (Macháček et al. 2007). Studovaná oblast je součástí údolní nivy s dunami (tzv. „hrůdy“) navátých písků a ostrůvky fluviálních písčité šterky.

Naváté písky nasedají na podložní písčité šterky a odrážejí suchá klimatická období. Eolické písky jsou žluté, bělošedé, středně až hrubě zrnité, mocné 1–10 m. Duny jsou různě orientovány, nelze tedy jednoznačně určit převládající směry větrů (Drábková et al. 2004). K navátí písků došlo většinou v průběhu nejmladšího pleistocénu a holocénu. Některé mohou pocházet také ze spodního pleistocénu (Musil 1993). Na základě korelace těchto sedimentů s podobnými evropskými lokalitami, spadá hlavní období ukládání navátých písků do pozdního glaciálu (od 12 000 let BP). Hrubozrnnější polohy v rámci navátých písků považuje Havlíček (2001) za patrně fluviálního původu. Některé duny byly pohřbeny povodňovými hlínami (Macháček et al. 2007). Počáteční sedimentace povodňových hlín se odhaduje zhruba

na 3 000–4 000 BP v počáteční fázi subboreálu (Doláková et al. 2010). K intenzivnímu ukládání povodňových hlín a zarovnání údolní nivy do dnešní podoby dochází, na základě studia vývoje osídlení a archeologických výzkumů, až ke konci vrcholného středověku a v raném novověku (Dresler 2016). Jejich mocnost dosahuje až 4 m a jejich stáří je tedy svrchnoholocenní (Havlíček 2001).

Nově provedený (léto 2016) relativně rozsáhlý bagrovaný výkop na s. předhradí poskytl řadu geologických informací, které zpřesňují vývoj a procesy probíhající v zájmové oblasti na rozhraní pleistocénu a holocénu. Tyto



Obr. 1: Pozice studovaného výkopu. 1 – vodní plochy a toky; 2 – lesní plochy; 3 – stavební objekty; 4 – zpevněná komunikace; 5 – lesní cesta; 6 – studovaný odkryv.

Fig. 1: Position of the studied profile. 1 – water courses; 2 – forest; 3 – buildings; 4 – local road; 5 – forest road; 6 – studied outcrop.

✉ slavek@sci.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-34>

Tab. 1: Stručný popis vyčleněných facií.
Tab. 1: List of lithofacies.

Symbol	Popis
Gm	Štěr s podpůrnou strukturou valounů, dobře zaoblené valouny krystalinických hornin, velikost do 5 cm (osa A), matrix tvořena středozrnným až hrubozrnným pískem, masivní až hrubě planární zvrstvení, deskovitá tělesa, mocnost kolem 10 cm (báze neodkryta). Ostrý nerovný konvexní top těles.
Gt	Korytovitě šikmo zvrstvený štěr až písčité štěr. Podpůrná struktura valounů k top až podpůrná struktura písčité matrix. Nahoru zjemňující trend v rámci jednotlivých setů. Ploše koryvovitý až klínovitý tvar těles. Báze valouny do 4 cm (osa A), dobře zaoblené, Matrix tvořena sytě žlutošedým, středozrnným až hrubozrnným pískem. Ostrá báze i top. Báze erozní, ploše konkávní. Top zřetelně konvexní, porýty neprůběžnou polohou nabohacenou většími klasty. Relativně nízký sklon šikmého zvrstvení (8–10°). Mocnost setů kolem 15 cm. Mocnost coasetu kolem 30 cm.
Gl	Štěr s podpůrnou strukturou valounů, písčité matrix až kostrovitá stavba, ploše ležící valouny do 1 cm max. 4 cm, valouny dobře vytříděné. Klínovitý tvar tělesa, mocnost maximálně 10 cm. Ostrá plochá báze, ostrý erozní konkávní top (orientace 305/13). Výskyt neprůběžných ploše uložených čoček špatně vytříděného středozrnného písku o mocnosti do 2 cm v rámci štěrku.
Sp	Planárně šikmo zvrstvený jemnozrnný až středozrnný žlutohnědý písek, relativně dobře vytříděný, ostrá planární báze, erozní top. Mocnost izolovaného setu do 10 cm. Ploše deskovité tělesa.
Sr	Čeřinově šikmo zvrstvený středozrnný, středozrnný až hrubozrnný písek. Čočkovité polohy o mocnosti do 2 cm v rámci facie Sl. Relativně dobře vytříděný.
Sl	Žlutohnědý středozrnný, středozrnný až hrubozrnný písek, místy střídání lamin hrubozrnného a středozrnného písku, mírně ukloněná planární laminace (sklon do 10°). Ostrá téměř plochá báze i neostrý plochý top. Mocnost do 40 cm, vložky facie Sr.
Sm	Žlutohnědý rezavě smouhovaný jemnozrnný až středozrnný písek, masivní, místy slabě zřetelná ukloněná planární laminace, zbytky rostlinné hmoty, stopy po kořenech. Mocnost těles do 30 cm, ostrá plochá báze i top.
M1	Světle žlutohnědá rezavě smouhovaná nepravidelně jemně písčité jílovitá hlína či jílovitý písek. Ostrá báze nepravidelně buď ukloněná až korytovitá, nebo ploše deskovitá. Ostrý generálně plochý top s hojnými drobnými vtisky a drobnými deformacemi (stopy po činnosti organismů, mrazové klíny?). Ploše korytovitý nebo ploše deskovitý tvar tělesa.
M2	Sytě hnědošedá humózní prachovitá hlína, místy bělavě skvrnitá, vápnitá. Masivní. Stopy po kořenech.

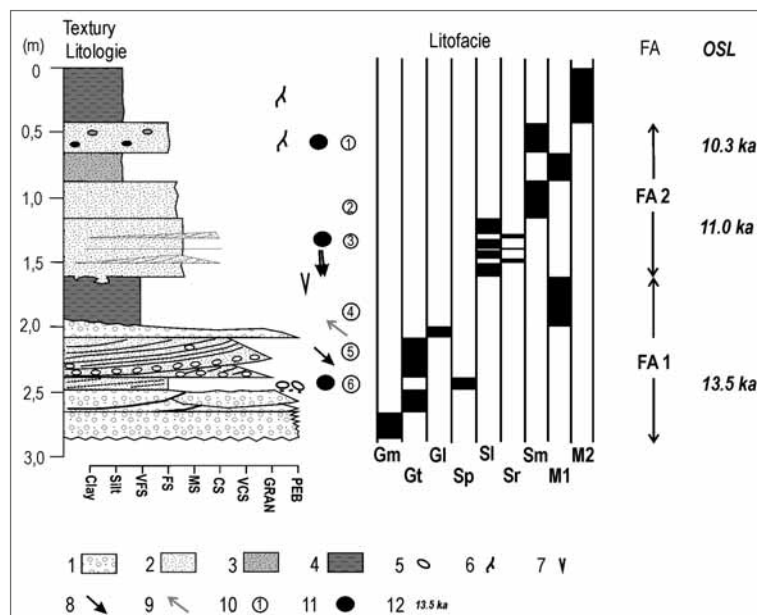
výsledky jsou prezentovány v předloženém příspěvku. Pozice výkopu je znázorněna na obrázku 1.

Metodika

Základem studia byl popis profilu, litofaciální analýza, hodnocení architektury sedimentárních těles a granulometrická analýza. Faciální analýza vycházela ze zásad dle Tucker (1988), Walker a James (1992) a Nemeč (2005). Zrnitostní analýza (6 vzorků) byla provedena kombinací metody síťování za mokra na normovaných sítích (Retsch AS – 200) a laserové difrakce (CILAS 1064). K určení zrnitostních charakteristik (Mz, σ I) byly využity vzorce dle Folk a Ward (1957). Na vybraných vzorcích bylo provedeno studium povrchových tvarů/exoskopie (Mahaney 2002; Křížová et al. 2011) na statis-

ticky významné populaci křemenných zrn v zrnitostních třídách 0,25–0,50 mm a 0,50–1,00 mm v rámci tří vzorků. Povrchové anorganické povlaky zrn byly rozpuštěny kyselým loužením v HCl, zbývající gely $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ byly rozpuštěny v NaOH. Po vyčištění bylo vybráno pod binokulární lupou z každého vzorku 100 zrn, z nichž 50 zrn bylo z frakce 0,25–0,50 mm a 50 zrn z frakce 0,50–1,00 mm. Celkem bylo vybráno 300 zrn. Tato zrna byla nalepena na terčíky a pokovena vrstvou zlata. Jednotlivá zrna byla zkoumaná pod elektronovým mikroskopem JEOL 6490 LV. Hodnocení zaoblení a tvaru jednotlivých zrn vycházelo z klasifikace Powers (1953) a Krumbein a Sloss (1951).

Celkem tři odebrané vzorky písků byly datovány metodou opticky simulované luminiscence (OSL).



Obr. 2: Litologický profil studovaným výkopem s vyznačením pozice vyčleněných facií, faciálních asociací i odebraných vzorků. 1 – štěr; 2 – písek; 3 – jílovitý písek; 4 – hlína; 5 – valouny; 6 – stopy po kořenech; 7 – mrazové klíny; 8 – orientace šikmého zvrstvení; 9 – osa koryta; 10 – vzorky zrnitosti; 11 – vzorky exoskopie; 12 – výsledky OSL. VFS – velmi jemnozrnný písek; FS – jemnozrnný písek; MS – středozrnný písek; CS – hrubozrnný písek; VCS – velmi hrubozrnný písek; GRAN – granule; PEB – valouny.
Fig. 2: Lithostratigraphic log of the studied profile with position of selected lithofacies, facies associations and samples. 1 – gravel; 2 – sand; 3 – clayey sand; 4 – soil; 5 – scattered pebbles; 6 – traces of roots; 7 – frost wedges; 8 – orientation of cross-stratification; 9 – channel axis; 10 – samples for grain-size analyses; 11 – samples for study of mikrottextures; 12 – results of OSL. VFS – very fine sand; FS – fine sand; MS – medium sand; CS – coarse sand; VCS – very coarse sand; GRAN – granules; PEB – pebbles.

Datování bylo provedeno formou zakázky v centru GADAM Gliwice (Polsko).

Celkem 6 vzorků z jemnozrnějších poloh sedimentů bylo odebráno na palynologická studia. Vzorky byly laboratorně zpracovány metodou macerace (HCl, HF, KOH) a acetolýzy [$\text{H}_2\text{SO}_4 + (\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$]. Z důvodů zkoncentrování obsahu palynomorf bylo využito těžké kapaliny ZnCl_2 . Determinace palynomorf byla prováděna optickým mikroskopem Nikon Alphaphot 2, zejména podle prací Beug (2004) a Reille (1999). Pylový diagram byl zpracován programem POLPAL (Walanus, Nalepka 1999).

Výsledky

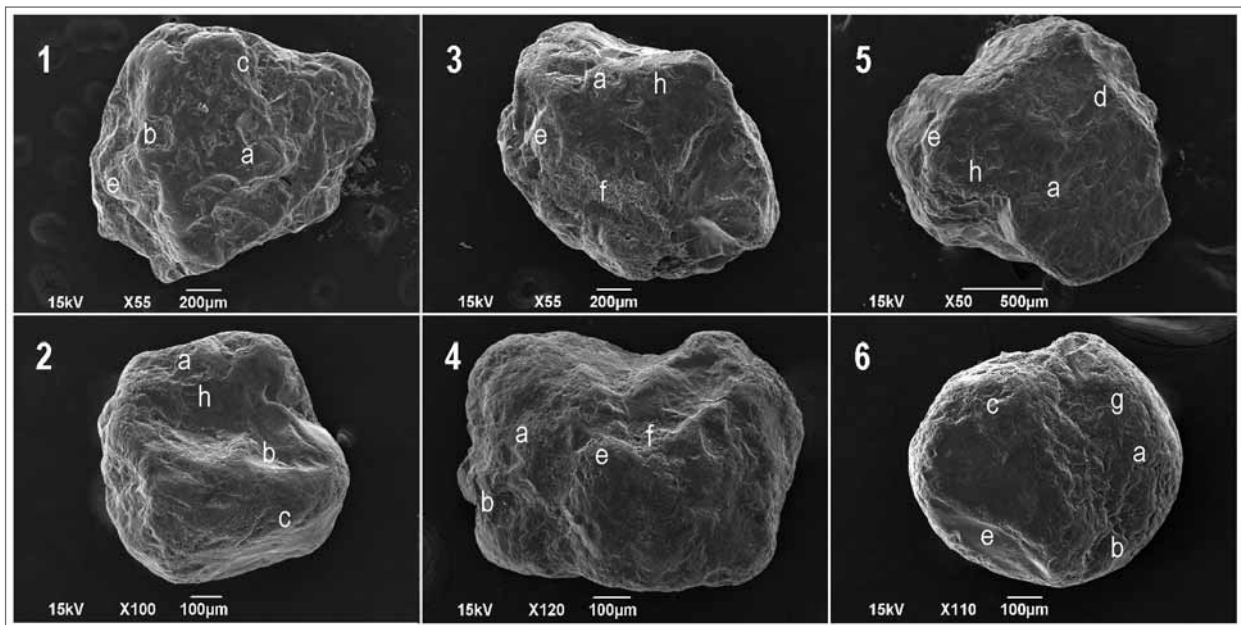
Faciální analýza v rámci profilu odkrytého výkopem vedla k rozlišení celkem 9 litofacií. Základní litologické charakteristiky vyčleněných litofacií jsou uvedeny v tabulce 1. Sedimentární profil s vymezením jednotlivých litofacií, faciálních asociací i pozicí odebraných vzorků je pak prezentován na obrázku 2.

Prostorové rozšíření litofacií i jejich geneze umožnila odlišení dvou faciálních asociací, tedy dvou částečně odlišných depozičních prostředí.

Spodní faciální asociace (FA 1) je tvořena litofaciemi Gm, Gt, Gl, Sp a M1. V rámci spodní části FA 1 naprosto dominují šterkové litofacie (především Gm a Gt), když písčité litofacie Sp představuje jen relativně drobnou vložku. Šterkovité litofacie tvoří obvykle korytovitá až klínovitá tělesa. V jednotlivých setech i cosetech je obvyklý nahoru

jemňující trend spojený především s ubýváním výskytu i velikosti valounů. Sedimenty písčité litofacie Sp jsou charakteristické dominancí středozrného písku (68,7% písčité frakce), čemuž odpovídá i medián M_z , který je 0,42 mm a relativně vysoká hodnota vytrídění σ_I (1,6). Přítomnost psefitické frakce v rámci litofacie Sp je 11,2%. Vyšší část FA 1 je tvořena nepravidelně korytovitým tělesem litofacie M1. Zrnitostně se jedná o jílovito-písčité prach, když zastoupení prachovité frakce bylo 60%, písčité 28,2% a jílovité 11,8%. Přesto, že v rámci písčité frakce výrazně dominoval velmi jemnozrný písek, tak byla zjištěna také zrna velmi hrubozrného písku. Těmto výsledkům odpovídá medián M_z (0,06 mm) i relativně nízká hodnota vytrídění σ_I (2,4).

Sedimenty svrchní faciální asociace FA 2 jsou reprezentovány litofaciemi Sl, Sm, Sr a M1. V rámci FA 2 dominují tři litofacie tj. Sl, Sm a M1, přičemž role poslední litofacie Sr je minoritní. Nápadná je ostrá erozní báze FA 2. Spodní část FA 2 je tvořena nejprve sedimenty litofacie Sl s ojedinělými a neprůběžnými výskytu litofacie Sr a následně spodním tělesem litofacie Sm. Svrchní část FA 2 je reprezentována litofacií M1 a svrchním tělesem litofacie Sm. Pro sedimenty litofacie Sl je charakteristický vysoký podíl písčité frakce (93,7%), s dominancí hrubozrného (41,2%) a středozrného písku (30,1%). Hodnota mediánu M_z byla 0,65 mm a hodnota vytrídění σ_I 1,7. Výsledky zrnitostní analýzy litofacie Sm přinesly proměnlivé hodnoty. Sedimenty spodního tělesa litofacie Sm lze klasifikovat



Obr. 3: Exoskopické snímky křemičitých zrn. 1 – vzorek 1 (frakce 0,50–1,00 mm) – polozaoblené zrnko, diskovitý tvar; 2 – vzorek 1 (frakce 0,25–0,50 mm) – zaoblené zrnko, sférický tvar; 3 – vzorek 3 (frakce 0,50–1,00 mm) – polozaoblené zrnko, diskovitý tvar; 4 – vzorek 3 (frakce 0,25–0,50 mm) – polozaoblené zrnko, čepelovitý tvar; 5 – vzorek 6 (frakce 0,50–1,00 mm) – poloostrohanné zrnko, diskovitý tvar; 6 – vzorek 6 (frakce 0,25–0,50 mm) – zaoblené zrnko, sférický tvar; a – V-jamky; b – mísovitě jamky; c – srpkovitě útvary; d – rovné stupně; e – obloukové stupně; f – křemičitý povlak; g – křemičité globule; h – klikaté hřbítky.

Fig. 3: Exoscopic images of quartz grains. 1 – sample 1 (fraction 0.50–1.00 mm) – sub-rounded grain, discoidal shape; 2 – sample 1 (fraction 0.25–0.50 mm) – rounded grain, spheroidal shape; 3 – sample 3 (fraction 0.50–1.00 mm) – sub-rounded grain, discoidal shape; 4 – sample 3 (fraction 0.25–0.50 mm) – sub-rounded grain, bladed shape; 5 – sample 6 (fraction 0.50–1.00 mm) – sub-angular grain, discoidal shape; 6 – sample 6 (fraction 0.25–0.50 mm) – rounded grain, spheroidal shape; a – V-shaped pits; b – dish-shaped breakage concavities; c – crescent-shaped features; d – straight steps; e – arc-steps; f – silica pellicle; g – silica globules; h – meandering ridges.

Tab. 2: Zastoupení tvarů a zaoblení studovaných zrn spolu s četností mikrotexturních znaků (počty zrn).
 Tab. 2: The frequency of microtextures, roundness and sphericity of studied samples (number of grains).

		I	I	3	3	6	6
		0,25–0,50 mm	0,50–1,00 mm	0,25–0,50 mm	0,50–1,00 mm	0,25–0,50 mm	0,50–1,00 mm
mikrotextury	v-jamky	33	24	32	34	19	18
	mísovité jamky	17	16	27	31	22	25
	srpkovité útvary	20	24	15	7	11	10
	rovné stupně	12	18	22	17	13	10
	obloukové stupně	5	9	19	10	8	12
	křemičitý povlak	21	10	12	16	8	10
	křemičité globule	7	1	11	3	19	3
	klikaté hřbítky	18	26	20	30	27	28
	paralelní rýhy	9	4	2	2	1	5
	lasturnatý lom	9	2	2	0	2	2
zaoblení	polozaoblené	24	33	24	30	15	24
	poloostrohanné	20	16	16	9	23	14
	zaoblené	4	1	6	8	4	10
	ostrohanné	1	0	1	0	3	0
tvar	diskovitý	22	24	27	21	23	16
	sférický	11	19	7	18	6	8
	čepelovitý	7	2	9	2	10	14
	tyčovitý	9	5	4	6	6	10

jako prachovité písky (prachovitá frakce 11,3 %, písčité frakce 85,8 %), když v písčité frakci hraje nejvýznamnější roli středozrnný písek (42 %) a hrubozrnný písek (26,5 %). Hodnota mediánu M_z je 0,35 mm a hodnota vyřídění σ 1,9 (relativně špatné vyřídění). Sedimenty svrchního tělesa litofacie Sm, které už odpovídá svrchní části FA 2, jsou pak klasifikovány jako písky (zastoupení písčité frakce je 92,1 %) s dominancí středozrnného (73,9 % v rámci písčité frakce) a jemnozrnného písku (22,2 % písčité frakce). Hodnota M_z je 0,29 mm a hodnota vyřídění σ 0,6 (střední vyřídění). Tato situace ukazuje na určité rozdíly v podmínkách transportu a depozice odlišných těles litofacie Sm. Mezi spodním a svrchním tělesem litofacie Sm je pak vložka jílovito-písčitých prachů litofacie M1.

Sedimenty nejvyšší litofacie M2 nebyly dále klasifikovány ani diskutovány. Byly předběžně označeny za glejovou půdu silně ovlivněnou antropogenní činností.

Tvarová analýza písčitých zrn ukázala, že nejvíce jsou zastoupena zrna polozaoblená, která tvoří více než polovinu zkoumaných vzorků. Asi třetinu vzorků tvoří poloostrohanná zrna, desetinu zaoblená zrna a ostrohanná zrna se vyskytují pouze ojediněle. Ve všech vzorcích je přítomno více polozaoblených zrn ve frakci 0,50–1,00 mm než ve frakci 0,25–0,50 mm. Naopak poloostrohanná zrna jsou četnější ve frakci 0,25–0,50 mm než ve frakci 0,50–1,00 mm. Zaoblená zrna jsou více zastoupena ve frakci 0,50–1,00 mm, kromě vzorku 1, kdy je více zaoblených zrn ve frakci 0,25–0,50 mm. Ostrohanná zrna jsou zastoupena ve vzorku 3 a 6 pouze ve frakci 0,25–0,50 mm a v případě vzorku 1 jen ve frakci 0,50–1,00 mm.

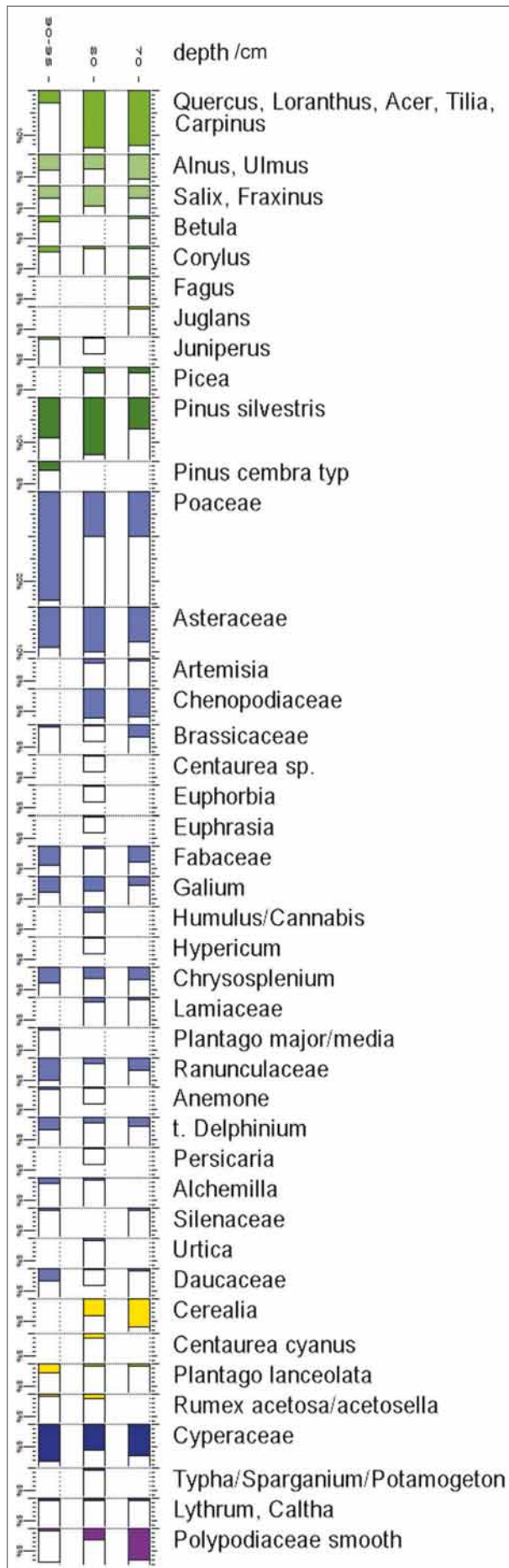
Nejčastějším tvarem písčitých zrn je diskovitý tvar, který tvoří téměř polovinu vzorků. Dalším hojným tvarem je sférický tvar, který je zastoupen u čtvrtiny vzorků. Nejméně jsou zastoupeny čepelovité a sloupcovité tvary.

Více než polovina zkoumaných písčitých zrn je pololesklá. Nejčastěji přítomné mikrotextury jsou V-jamky. Dále jsou hojně zastoupeny znaky jako mísovité jamky

a klikaté hřbítky. Kromě zmíněných mikrotextur jsou zastoupeny i rovné stupně, srpkovité útvary, křemičité povlaky, obloukové stupně a křemičité globule. Menší zastoupení mají i paralelní rýhy a lasturnatý lom. Zastoupení jednotlivých mikrotextur je ve studovaných vzorcích velmi podobné. Nejvyšší četnost mikrotextur je u vzorku 3. Množství mikrotextur je větší ve frakci 0,25–0,50 mm než ve frakci 0,50–1,00 mm. Texturní i mikrotexturní charakteristiky vybraných zrn jsou prezentovány na obrázku 3 a četnost sledovaných charakteristik v tabulce 2. Zkoumaná zrna patří do skupiny částečně zaoblených lesklých zrn (EM/EL) (MycieIska-Dowgiałło, Woronko 1998). Zrna nevykazují známky poškození hran a rohů zrn.

Pro palynologická studia bylo vybráno 5 vzorků ze zatlučené sondy na okraji studovaného profilu (70 cm, 80 cm, 95 cm, 120 cm a 140 cm). Nejhlubší vzorek byl palynologicky sterilní a vzorek z hloubky 120 cm (litofacie Sm) obsahoval pouze velmi malé množství palynomorf. V nadložních vzorcích bylo determinováno více než 100 palynomorf, proto bylo možné vytvořit pylový diagram, který je znázorněn na obrázku 4.

Z pylového diagramu lze pozorovat nápadnou změnu vegetace mezi vzorky z hloubek 95 cm (litofacie S1) a 80 cm (litofacie M2). V pylovém spektru z hloubky 95 cm výrazně převládalo zastoupení bylin (76 %), dřeviny tvořily 24 % vegetace. Ve vzorku bylo zastoupeno pouze minimální množství teplotně náročnějších dřevin, reprezentovaných několika pylovými zrny dubu (*Quercus*) a jedním zrnem habru (*Carpinus*), u kterého ovšem není vyloučená redepozice nebo dálkový transport (viz diskuse). Další dřeviny patřily teplotně nenáročným světlomilným stromům jako borovice lesní (*Pinus silvestris*) a borovice limba (*Pinus cembra*), bříza (*Betula*), a jalovec (*Juniperus*). Zjištěno bylo několik pylových zrn lísky (*Corylus*). Poměrně vyšší zastoupení měly dřeviny lužních porostů zejména olše (*Alnus*) a vrby (*Salix*) a poněkud méně jilmu (*Ulmus*). Krajina byla otevřená, parkovitého



Obr. 4: Pylový diagram určených rostlinných typů; zeleně – dřeviny, modře – byliny, žlutě – synantropní prvky, fialově – kapradňorosty.

Fig. 4: Pollen diagram of determined plant types; green – woods, blue – herbs, yellow – synantropic members, violet – ferns.

charakteru, s porosty dřevin v blízkosti vodního toku. Spektrum bylin bylo poměrně jednotvárné, přes 25 % z celkového složení palynospektra tvoří trávy (Poaceae). Hojně jsou zastoupeny rovněž složnokvěté (Asteraceae) a vlhkomilné ostřice (Cyperaceae).

Následující nadložní vzorek (80 cm) má zcela jiný charakter. Krajina byla zalesněnější, dřeviny tvoří 37 % z celkového složení palynospektra. Výrazně vzrůstá podíl teplomilných dřevin (více než 10 %). Hojnou dřevinou je dub (*Quercus*). Ve spektru se objevují: javor (*Acer*), lípa (*Tilia*), smrk (*Picea*), habr (*Carpinus*). Podíl indikátorů lužních porostů se nemění, ale nově se objevuje jasan (*Fraxinus*). Znatelně ubylo travin, bylinné spektrum je pestřejší. Objevují se antropogenní indikátory jako obiloviny (*Cerealia*), chrpa modrák (*Centaurea cyanus*). Poměrně hojně jsou zastoupeny nitrofilní rostliny, zejména merlíkovité (*Chenopodiaceae*). Celkově má vegetace charakter teplejší fáze holocénu. Ve vzorku byl zjištěn výskyt zelené řasy rodu *Pediastrum*, která dokumentuje existenci vodního prostředí.

Nejvyšší studovaný vzorek (70 cm – litofacie M2) má obdobný charakter. Determinována byla pylová zrna ořešáku (*Juglans*), který je na našem území pěstovanou dřevinou. Přibývá obilovin a kapradin, které mohou druhotně zarůstat vlhké, člověkem odlesněné areály.

Interpretace a diskuze

Interpretace sedimentů FA1 ukazuje, že sedimenty litofacie Gm představují vnitřní části říčních valů („bar core“) případně štěrky na bázi koryta. Interpretace vychází z publikací Miall (1996) a Bridge (2003), což platí i pro následující text. Jejich sedimentace je spojena s migrujícími „bedload sheets“. Sedimenty facie Gt jsou interpretovány jako odraz relativně plochých štěrkových vnitrokorytových valů (jazykovitý val se sinusoidním hřbetem – 3D). Nahoru zjemňující trend ukazuje na laterální migraci neprůběžných těles s nepravidelným hřbetem. Sedimenty facie Gl pak představují svrchní části štěrkových valů, odráží vysokou rychlost proudění („bedload sheets“) případně přelití valu za vysokého vodního stavu. Ojedinelá vložka facie Sp ukazuje na sedimentaci v rámci písčitého fluvialního valu (příčný val – 2D), menší rychlosti proudění než v případě štěrkových valů, případně na výplň drobnějšího koryta. Většina kontaktů litofacií je interpretována jako povrchy (bounding surfaces) 3 řádu (dle Miall 1996). Povrch 5 řádu (dle Miall 1996) je spojen se svrchní vrstevní plochou tělesa Sp a jejím kontaktem s facií Gt. Sedimenty litofacií Gm, Gt, Sp a Gl jsou interpretovány jako sedimenty výplně koryta, především vnitrokorytové valy. Lze doložit dvě fáze/cykly tvorby valů: první cyklus (litofacie sled Gm, Gt a Sp) a druhý cyklus (litofacie Gt a Sl). Mocnost sedimentů obou cyklů je přibližně 40 cm (báze spodního cyklu nebyla výkopem

dosažena). To ukazuje na relativně mělká a široká říční koryta, naznačuje spíše divočící fluvialní styl a hojně překládání proudnice. Tyto procesy jsou považovány za autocyklické. Svrchní vrstevní plocha litofacie G1 je spojována s povrchem 4. řádu (dle Miall 1996) a odráží nejspíš opuštění říčního koryta. Litofacie M1 pak představuje vzhledem k jejímu tvaru nejspíše výplň opuštěného koryta, které bylo sedimenty dotováno především za vysokého vodního stavu. Také v tomto případě lze usuzovat na relativně vysokou hodnotu poměru šířka/hloubka fluvialního koryta. Míra zachování sedimentů litofacie M1 je nejspíše spojena s výraznější změnou v říčním režimu a může naznačovat allogenní původ. Na to ukazují i zjištěné povrchové strukturální tvary na svrchní vrstevní ploše FA 1. Celkově sedimentace FA 1 odráží především procesy laterální a poproudové akrece a také vertikální agradace.

Ostrá erozní báze FA 2 s řadou strukturálních tvarů je interpretována jako povrch 5. řádu (dle Miall 1996), spojený se změnou fluvialního stylu a ukazuje na výraznou změnu (allogenní) sedimentárních podmínek. Sedimenty dominantní litofacie S1 jsou interpretovány jako sedimenty „planar bed flow“, které mohou vznikat v rámci velmi plochých valů jak v rámci výplně koryt, tak i přelivů z koryta. Facie Sr je produktem spodního proudového režimu a představuje finální etapu sedimentace v rámci tvorby valů či přelivů z koryta. Sedimenty spodního tělesa litofacie Sm lze geneticky spojit se sedimenty S1, které byly následně postiženy pedogenními procesy. Sedimenty svrchního tělesa Sm jsou interpretovány jako sedimenty přelivů z koryta, přičemž představují proximální část takového přelivu a následně byly postiženy pedogenními procesy. Podobně sedimenty litofacie M1 reprezentují mimokorytové sedimenty spojené s distálními partiemi přelivů z koryta. Tyto sedimenty bývají někdy označovány jako „povodňové hlíny“. Celkově lze sedimenty FA 2 spojit s dominancí vertikální agradace a sedimentaci spojit s procesy v rámci agradačního valu a údolní nivy.

Výsledek datování metodou OSL pro vzorek z facie Sp v rámci spodní faciální asociace FA 1 poskytl hodnotu 13,5 ky. Tato hodnota odpovídá svrchnopleistocennímu interstadiálnímu výkyvu allerød (13,7–12,9 ky BP), tj. teplé fázi viselského pozdního glaciálu, po které následuje mladší dryas. S procesy v rámci mladšího dryasu, tedy v posledním výrazně chladném období na našem území, lze spojit genezi deformací na svrchní ploše FA 1.

Hodnota datování metodou OSL ze sedimentů litofacie S1 v rámci svrchní faciální asociace FA 2 přinesla hodnotu 11,8 ky a hodnota datování metodou OSL ze sedimentů svrchního tělesa litofacie Sm (také FA 2) pak hodnotu 10,3 ky. Vyšší hodnota odpovídá sice ještě mladšímu dryasu (12,9–11,7 ky BP) a nižší hodnota pak již spíše preboreálu. Sedimentaci FA 2 lze tedy datovat do nejvyššího pleistocénu až časného holocénu. V období nejvyššího dryasu předpokládá Havlíček (2004) maximální období tvorby navátých písků. Absence šikmého zvrstvení větší

škály, absence sedimentů zrnoků i relativně vysoké zastoupení hrubozrnného písku v sedimentech litofacie Sm a Sr však nepodporuje představu o eolickém původu těchto sedimentů.

Vzhledem k tomu, že prokázání role „eolizace“ není vždy jednoduché ani jednoznačné, byly vzorky datované metodou OSL dále hodnoceny pomocí exoskopie křemenných zrn. Nejčastěji zjištěné V-jamky charakterizuje Mahaney (2002) jako důležité diagnostické znaky fluvialních sedimentů. Naopak Křížová et al. (2011) uvádí V-jamky jako produkt glaciálního, eolického i fluvialního prostředí. Na zkoumaných zrnech jsou V-jamky poměrně velké a hluboké, což je typické pro fluvialní sedimenty, zatímco u eolických sedimentů nejsou V-jamky tak výrazné (Šušolová et al. 2016). Také mísovité jamky mohou vznikat ve fluvialním prostředí o vysoké kinetické energii, zatímco klikaté hřbítky vznikají ve fluvialním prostředí o nízké kinetické energii (Křížová et al. 2011). Podobně výskyt nepoškozených zrn skupiny EM/EL je dle Mycie-Iska-Dowgiało, Woronko (1998) dokladem krátce trvajícího působení vysokoenergetického vodního prostředí. Exoskopie tedy eolizaci jednoznačně neprokázala.

V souladu s výsledky sedimentologie, lze na základě palynologického studia interpretovat z hloubky 95 cm otevřenou krajinu parkovitěho charakteru, s vyšším výskytem dřevin v blízkosti vodního toku. V období závěru pozdního glaciálu a počátku holocénu se tradičně předpokládá chladné klima (Firbas 1949). V území údolní nivy v blízkosti soutoku velkých toků Moravy a Dyje, které leží v nejnižší části republiky a současně území s nejnižší nadmořskou výškou (kolem 155 m n. m. v.) mohly být místní podmínky poněkud příznivější než v dalších areálech. Obdobný předpoklad vyjadřuje Ložek (1999). Poněkud problematický je nález pylového zrna habru (*Carpinus*). Rozšíření habru do České republiky se podle dřívějších prací předpokládalo od subboreálu (Firbas 1949). Podle studií Opravila (1983), Rybníčka a Rybníčkové (1985) a Dolákové et al. (2010) byly jeho první výskyty na území soutoku Moravy a Dyje zaznamenány mnohem dříve (od mezolitu) než v ostatních areálech ČR. Nicméně jeho výskyt in situ v sedimentech z konce glaciálu je málo pravděpodobný. Glaciální refugia habru byla dokumentována na území Maďarské nížiny (Magyari 2002; Feurdean 2005). Pylové zrno habru v sedimentech konce posledního glaciálu bylo pravděpodobně zaneseno na studované území dálkovým větrným transportem z těchto refugií. Výskyt pylových zrn habru zanesených na naše území spolu s prachovou frakcí sedimentů byl u nás prokázán během větrné bouře v březnu 2007, přičemž materiál pocházel z Ukrajiny (Hladil et al. 2008). Nadložní 2 vzorky (80 cm, 70 cm) měly odlišný charakter vegetace. Pylová spektra indikovala zalesněnější území s vyšším zastoupením teplomilných dřevin, zjištěné byly indikátory zemědělské činnosti. Krajina vypovídala o klimaticky příznivějších podmínkách teplejší fáze holocénu.

Poděkování

Výzkum byl součástí aktivit v rámci grantu GAČR 16-15678S – Vývoj interakce přírodního prostředí a subsis-

tenční strategie raně středověké společnosti. Za posouzení příspěvku a připomínky jsme vděční Lence Lisé a Jaroslavu Kadlecovi.

Literatura

- Beug, H. J. (2004). Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil.
- Bridge, J. S. (2003). Rivers and Floodplains - forms, processes and sedimentary record. – Blackwell, 1–491. Oxford.
- Doláková, N., Rozzková, A., Přichystal, A. (2010). Palynology and Natural Environment In The Pannonian To Holocene Sediments of the Early Medieval Centre Pohansko Near Breclav (Czech Republic). – Journal of Archaeological Science, USA/UK: Elsevier, 37, 10, 2538–2550. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.05.014>
- Drábková, E., Havlíček, P., Majer, P., Manová, V., Mixa, M., Müller, P., Nováková, D. (2004). Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000. List 34–23 Břeclav. – Česká geologická služba. Praha.
- Dresler, P. (2016). Břeclav-Pohansko VIII. Hospodářské zázemí centra nebo jen osady v blízkosti centra? – Brno.
- Feurdean, A. (2005). Holocene forest dynamics in northwestern Romania. – The Holocene 15,3, 435–446. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl803rp>
- Firbas, F. (1949). Spät- und nachzeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. – Allgemeine Waldgeschichte, Jena.
- Havlíček, P. (2001). Geologická stavba velkomoravského centra Břeclav-Pohansko a jeho okolí. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2000, 71–73, Praha.
- Havlíček, P. (2004). Geologie soutokové oblasti Dyje s Moravou. – In: Hrib, M., Kordovský, E. (eds) Lužní les v Gyjsko-moravské nivě. Břeclav, 11–19.
- Hladil, J., Strnad, L., Šálek, M., Jankovská, V., Šimandl, P., Schwarz, J., Smolík, J., Lisá, L., Koptíková, L., Rohovec, J., Böhmová, V., Langrová, A., Kociánová, M., Melichar, R., Adamovic, J. (2008). An anomalous atmospheric dust deposition event over Central Europe, 24 March 2007, and fingerprinting of the SE Ukrainian source. – Bulletin of Geosciences, 83, 175–206.
- Kadlec, J., Grygar, T., Světlík, I., Ettler, V., Mihaljevič, M., Diehl, J. F., Beske-Diehl, S., Svitavská-Svobodová, H. (2009). Morava River floodplain development during the last millennium, Strážnické Pomoraví, Czech Republic. – The Holocene, 19, 3, 499–509. <https://doi.org/10.1177/0959683608101398>
- Křížová, L., Křížek, M., Lisá, L. (2011). Význam povrchové analýzy křemenných zrn pro studium geneze nezpevněných sedimentů. – Geografie, 116, 1, 59–78.
- Krumbein, W. C., Sloss, L. L. (1951). Stratigraphy and Sedimentation. – 660s. Freeman. San Francisco.
- Magyari, E. (2002). Holocene biogeography of *Fagus sylvatica* L. and *Carpinus betulus* L. in the Carpathian-Alpine Region. – Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis, 26, 15–35.
- Mahaney, W. C. (2002). Atlas of sand grain surface textures and application. – 237s. Oxford University Press. New York.
- Macháček, J., Doláková, N., Dresler, P., Havlíček, P., Hladilová, Š., Přichystal, A., Rozzková, A., Smolíková, L. (2007). Raně středověké centrum na Pohansku u Břeclavi a jeho přírodní prostředí. – Archeologické rozhledy, Praha, LIX-2007, 278–314.
- Miall, A. D. (1996). The geology of fluvial deposits. – Springer-Verlag, 1–582. Berlin.
- Musil, R. (1993). Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M.: Geologie Moravy a Slezska., 133–151. Brno.
- Mycielska-Dowgiało, E., Woronko, B. (1998). Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. – Przegląd Geologiczny, 46, 12.
- Nemec, W. (2005). Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – 28s. Institut for geovitenskap, University of Bergen.
- Opravil, E. (1983). Habr obecný (*Carpinus betulus* L.) v československém kvartéru. – Časopis Slezského Muzea Opava (A), 32, 67–82.
- Powers, M. C. (1953). A New roundness scale for sedimentary particles. – Journal of Sedimentary Petrology, 23, 1. Tulsa. <https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Reille, M. (1995). Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du nord. – 535p. Marseille.
- Rybničková, E. (1985). Dřeviny a vegetace Československa v nejmladším kvartéru (paleobotanická studie). – MS, Ústav experimentální fyto techniky ČSAV. Brno.
- Šušolová, J., Králová, V., Hadacz, R., Dundek, P., Volařík, D. (2016). Srovnávací studie povrchu křemenných zrn na lokalitách jižní a jihovýchodní Moravy. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 29–38, Brno.
- Tucker, M. (ed.) (1988). Techniques in Sedimentology. – 394 s. Blackwell Science, Oxford.
- Walanus, A., Nalepka, D. (1999). POLPAL. Program for counting pollen grains, diagrams plotting and numerical analysis. – Acta Paleobotanica, Suppl. 2, 659–661. Kraków.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). Facies Models: Response to Sea Level Changes. – 380s. Geological Association of Canada, St. John's.

Editor: Martin Ivanov

Doporučená citace článku: Nehyba, S., Dvořáková, M., Doláková, N., Dresler, P. (2018). Kvartérní sedimenty na Severním předhradí lokality Pohansko u Břeclavi. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 34–40.

ZANIKLÝ MEANDR U SEVERNÍHO PŘEDHRADÍ ARCHEOLOGICKÉ LOKALITY POHANSKO U BŘECLAVI

Paleomeander at the Northern bailey of the archaeological site Pohansko near Břeclav

Jan Petřík¹, Nela Doláková¹ ✉, Slavomír Nehyba¹, Zuzana Lendáková³, Michaela Prištáková², Katarína Adameková¹, Libor Petr⁴, Petr Dresler², Jiří Macháček²

¹ Ústav geologických věd PřF, MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Ústav archeologie a muzeologie FF, MU Brno, Arna Nováka 1/1, 602 00 Brno

³ Katedra geologie PřF UP Olomouc, 17. listopadu 1192/12, Olomouc

⁴ Ústav botaniky a zoologie PřF MU Brno, Kamenice 753/5, 625 00 Brno

Key words: Pohansko near Břeclav, Holocene, floodplain, sedimentary, geophysics, palynology

Abstract

The site is situated in the bottomland near the confluence of Dyje and Morava rivers. The junction area is split by many sides and inactive channels. The human impact (settlement establishment, deforestation and landscape management) is also reflected in the bottomland development. Processes lead to erosion, accumulation of sediments in river beds and changes in vegetation. One of the peaks of the settlement of the studied area can be considered during existence of the Great Moravian Empire when the settlement agglomerations developed directly in the floodplain. The area has been intensively archaeologically studied for a long time. In the context of the ongoing climate change and increasing intensity of floods the relationship between climate, natural conditions and the functioning of the human settlements comes to the forefront of scientific interest. For the reconstruction of the complicated floodplain development a combination of different research methods was used. For direct determination of stratigraphy an excavated transect through the sediments connecting the edge of the settlement (in the area of the so called Northern bailey) on the sand elevation („hrúd“) and lower flood-plain step in the area of presumptive paleomeander has been studied. Direct field documentation and palynological and sedimentological studies and ¹⁴C dating method were utilized. These methods have been supplemented by remote sensing methods: Geophysics (ERT, DEMP), Lidar. On their basis a digital relief model (extend of measured area was 54 000 m²) was created as well as a map of conductivity anomalies. The study documented a sequence of extinct riverbeds (a series of fluvial point bars) of various ages at the northern edge of Pohansko. Their stratigraphic position proves the stage when the active channel was eroding the edge of the archaeological site. The sediments stored in previous periods were destroyed by erosion in this space. The aggradation of the floodplain occurred in 14th–16th century. Results of pollen analysis indicate the presence of a mosaic of forested and open landscape of mesophilous alluvial woodlands and open areas. The immediate vicinity of the sedimentary area was not too much affected by agricultural activity at that time. Compared to palynospectra from sediments of the Great Moravian settlement, the deforestation intensity and the proportion of anthropogenic indicators were noticeably lower.

Úvod

Niva řeky reaguje citlivým způsobem na změny klimatu, lidské zásahy do krajiny, a s tím spojené změny vegetačního krytu a svahové procesy. To vše ovlivňuje průtok a množství unášeného materiálu, jejichž odrazem je poměr mezi agradací a erozí, tedy i fluvialní geomorfologie a sedimentologie. Tato multikauzalita způsobuje, že vývoj nivy není lineární a rychlost odezvy na změny se prodlužuje u větších toků. V případě velkých řek trvá v případě změn desítky až stovky let, než je dosaženo opětovné rovnováhy (Castelltort, Van den Driessche 2003).

V posledních několika tisíciletích je střeoevropská krajina stále markantněji ovlivňována lidskými aktivitami a to se odráží také ve vývoji říční nivy. Člověk od pravěku odlesňuje a obhospodařuje krajinu a zároveň zakládá i svá sídla, která jsou závislá na zdrojích vody. Tyto změny se v různé podobě odrážejí v pylových spektrech v závislosti na intenzitě lidských aktivit a populační hustotě, kdy narůstá podíl synantropní vegetace a mění se skladba dřevin. Odlesnění krajiny, zakládání polí a pastva vedou

ke spuštění eroze a to se odráží v akumulaci sedimentů v říčních nivách (Boardman, Bell 1992; Rulf 1994; Enters et al. 2008; Petřík et al. 2015) a změnách vegetace (Opravil 1983; Petřík et al. 2015).

Osídlení aluviálních oblastí v minulosti bylo proměnlivé a za jeden z jeho vrcholů můžeme pokládat období existence Velkomoravské říše, kdy došlo k rozvoji sídelních aglomerací přímo v nivě. Toto relativně intenzivní osídlení mělo rozsáhlé hospodářské zázemí, které využívalo vodní toky například k dálkovému transportu kamenných surovin. Raně středověké aglomerace z období Velké Moravy situované v nivě byly intenzivně archeologicky zkoumány (např. Pohansko, Mikulčice; Mazuch 2012). Tamější unikátní archeologické situace byly jen okrajově interpretovány v kontextu přírodního prostředí (Opravil 1983; Macháček et al. 2007; Doláková et al. 2010). Bez znalostí vývoje nivního prostředí nelze interpretovat změny osídlení a zánik aglomerací, protože ten může souviset s řadou environmentálních i sociálních změn. V souvislosti s probíhajícími klimatickými změnami a zvyšující se intenzitou povodní se do popředí zájmu archeologie dostává problematika vztahu mezi klimatem, přírodními podmínkami a fungováním lidských sídel

✉ nela@sci.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-41>

(Kalicki 2006; Starkel et al. 2007; Schneeweiss, Schatz 2014).

Důležitým zdrojem paleoekologických informací o těchto procesech jsou nivní sedimenty větších toků. V tomto čtecím rámci je možné sledovat historii lidského osídlení a využití krajiny v archeologickém a paleoekologickém záznamu. Při řešení daného problému může být využit multiproxy přístup, kdy jsou kombinovány biologické proxy s fyzikálními analýzami sedimentů a archeologickým výzkumem. V tomto duchu byla zkoumána soustava zaniklých meandrů u sv. předhradí na archeologické lokalitě Pohansko u Břeclavi. Dílčím cílem je geomorfologická a sedimentologická charakteristika nivy v sousedství archeologické lokality. To umožní následné zjištění prostorového i časového vztahu archeologických situací i konkrétních fluvialních tvarů a sedimentů. Vhodné sedimenty navíc poskytnou informace o intenzitě a lidském vlivu na krajinu v zachyceném paleoekologickém záznamu.

Za účelem řešení dané problematiky byl na lokalitě otevřen transekt sedimenty, spojující okraj sídliště (v prostoru tzv. Severního předhradí) na písčité elevaci (tzv. hrúdu) a nižší nivní stupeň v prostoru předpokládaného paleomeandru.

Geologické poměry a paleoekologie

Studovaná oblast je situována na dolním toku Dyje (Dyjsko-svratecký úval), jejíž povodí zaujímá jihovýchodní část České republiky při hranici s Rakouskem. Při soutoku s řekou Moravou je niva Dyje široká 3–8 km a je rozčleněna mnoha bočními a neaktivními kanály. Současný průměrný průtok je 41,70 m³/s při sklonu 0,0032 m/km, což odpovídá meandrujícím tokům (Leopold, Wolman 1957). Zkoumaný prostor se nachází při severním okraji písčité vyvýšeniny (hrúdu) u tzv. severovýchodního předhradí velkomoravského centra Pohansko u Břeclavi (Dresler, Macháček 2008). Současný porost je zde tvořen loukami a lužním lesem s dominujícími dřevinami *Quercus*, *Tilia* a *Ulmus* (Roleček et al. 2015). Bažinná vegetace je přítomna v okolí mnoha zaniklých říčních ramen. Niva zde byla využita jako lovecká obora (Miklín, Hradecký 2016), takže změny ve využití krajiny byly za posledních 200 let relativně malé. Navíc byl prostor v době po druhé světové válce součástí železné opony, takže vstup do oblasti byl omezen.

Předpokládá se, že těleso tzv. hrúdu je zbytkem pozdně glaciální nivy s meandrující řekou, které bylo erodováno na konci glaciálu a v časném holocénu (Havlíček et al. 2016). Na základě přítomnosti mezolitických artefaktů a subfossilních půd lze ovšem usuzovat na velmi komplikovanou genezi celého tělesa, která nejspíše zahrnovala fluvialní i eolickou resedimentaci s pedogenezi v klidných fázích (Havlíček, Smolíková 2002). Vrtné práce v okolí Pohanska jsou sumarizovány P. Havlíčkem (Macháček et al. 2007). Ve vrtech byly zachyceny pannonské jíly vídeňské pánve překryté pozdně pleistocenními a holocenními písky a písčitémi štěrky (s bází v hloubce 8,1 m) uložené v posledních 22 400 letech (Havlíček 2004). Tyto jsou dále překryty šedo-černými písčito a jílovito

prachovými povodňovými hlínami s bází v hloubce 1,7 m (Havlíček 2004) nebo jílovitými písky a písčitémi jíly v hloubce až 6,6 m (Doláková et al. 2010). Publikovaná radiokarbonová data z okolní nivy (Havlíček 1999: 3 720 ± 60 BP, 2 619 ± 60 BP, 3 180 ± 330 BP a Doláková et al. 2010: 8 240 ± 70 BP cal BP a 7 350 ± 50 cal BP) datují aggradaci nivy do středního až pozdního holocénu.

Uvnitř hradiště Pohansko byla sedimentologickými a palynologickými metodami prokázána existence slepého ramene. Sedimenty klasifikované jako povodňové jíly byly zachyceny v rozmezí hloubek 1,7–0, 10 m v kopané sondě S3 (Macháček et al. 2007). Z této sondy byly datovány 2 vzorky. První, z hloubky 1,27 m: 7 830 ± 60 BP (7 050–6 450 cal BC), prokázal stáří spodního atlantiku (Firbas 1949) – odpovídající neolitu. Druhý, v hloubce 0,4 m: 2 210 ± 30 BP (380–190 cal BC), odpovídal spodnímu subatlantiku – době železné. Další vzorek, který byl datován do hallstattu 2 560 ± 50 years BP (820–520 cal BC), pocházel z výplně archeologického objektu O1 (Doláková et al. 2010).

Archeologie

Archeologický výzkum navazoval přímo na sondu. Raně středověké osídlení dosahovalo až k okraji současného hrúdu. Jde o soustavu jak zahluobených, tak i na původním, raně středověkém povrchu postavených objektů. Podle předběžného určení archeologického materiálu byl tento prostor využíván již od 6. století – pece, obilnice a potom také v 9. a na počátku 10. století – zahluobené objekty neznámé funkce a část kostrového hrobu. Přímou v místě, kde na archeologický výzkum navazovala geologická sonda, se na hraně hrúdu nacházelo topeniště, zřejmě pyrotechnologického zařízení, které se již sesunovalo dolů po svahu. Vzhledem k této situaci předpokládáme, že k erozi hrúdu a likvidaci dalších archeologických objektů došlo až po opuštění sídliště v 10. století.

Metody

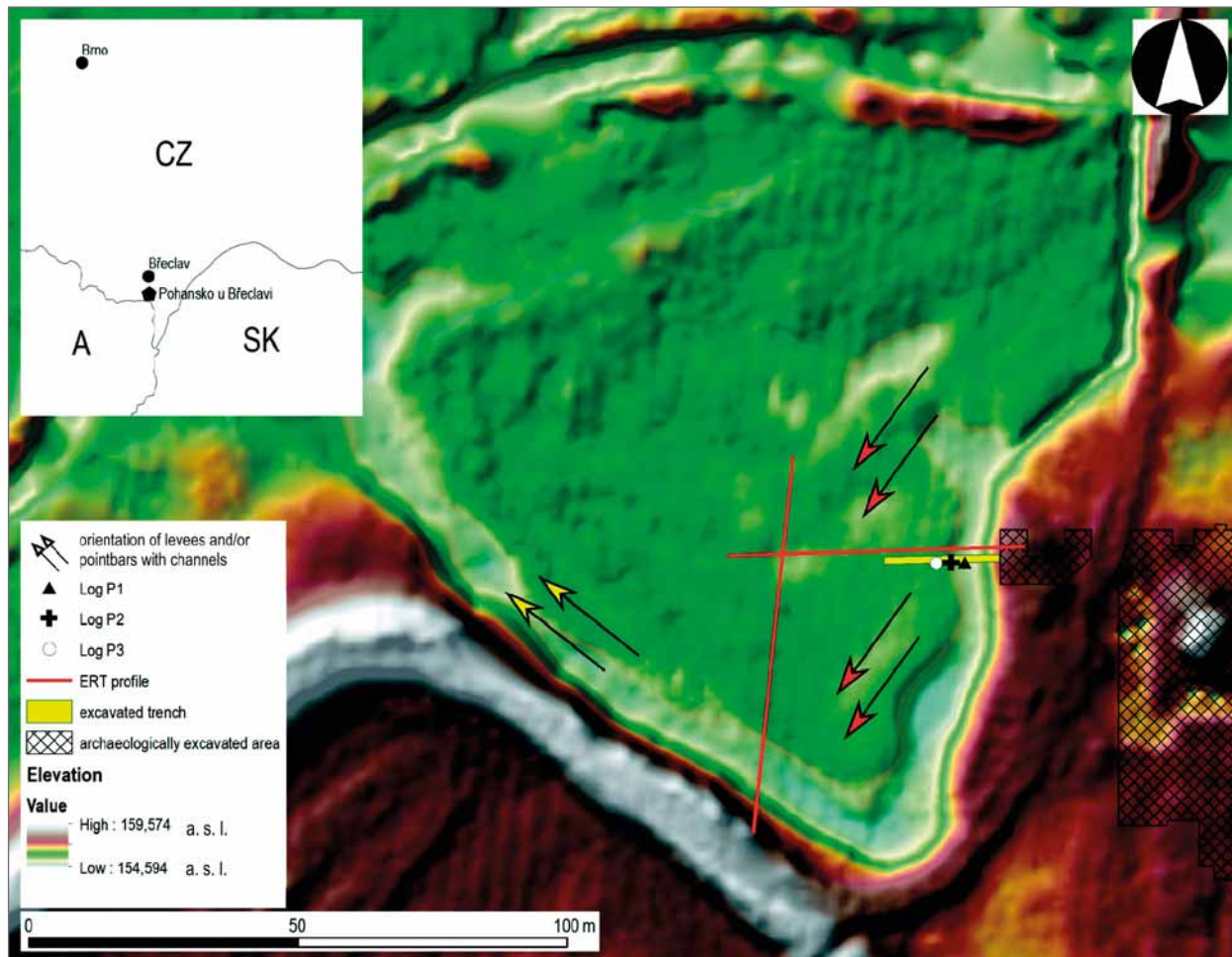
Pro rekonstrukci komplikovaného vývoje nivy je nutné zkombinovat více metod. Základní metodou je terénní dokumentace a odběr vzorků sedimentu, které jsou doplněny metodami dálkového průzkumu a geofyziky.

Pro studium geomorfologie byl využit digitální model reliéfu, který byl vytvořen z dat digitálního výškopisu České republiky. Byla použita datová vrstva ground, která byla pomocí interpolace funkcí natural neighbour zpracována do rastru o rozlišení 1 m. Použitá vizualizace byla vytvořena kombinací částečně průhledného digitálního modelu reliéfu se stínovaným modelem

Tab. 1: Electric resistivity tomography (ERT), měřené na dvou profilech.

Tab. 1: Electric resistivity tomography (ERT), 2 profiles.

profile	length [m]	electrode spacing [m]	electrode configuration	number of iteration	RMS [%]
1-1'	71	1	Wenner-Schlumberger	5	0.69
2-2'	56	1	Wenner-Schlumberger	5	0.77



Obr. 1: Digitální model reliéfu (data Lidar) s vyznačenou pozicí bagrované sondy a pozicí dokumentačních a odběrových bodů. Orientace a pozice šipek indikuje valy a/nebo jesepy a kanály patrné na digitálním modelu reliéfu.

Fig. 1: Digital elevation model (Lidar) with position of trench and positions of sampling. Arrows orientation and position indicate levees and/or pointbars with channels visible at digital elevation model.

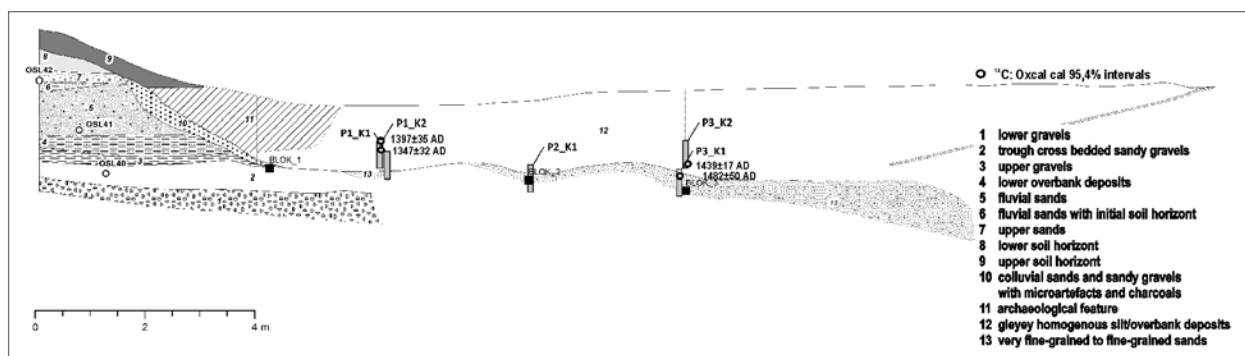
vytvořeným standardním nastavením v softwaru ArcGIS v dvojnásobném převýšení.

Geofyzika (ERT, DEMP)

ERT (Electrical resistivity tomography): Metodou ERT byly měřeny dva profily (tab. 1). K měření byl použit přístroj ARES (GF Instruments, s.r.o., Czech Republic) a sekce multielektrodového kabelu. Naměřená data byla inverzně přepočítána v programu Res2Dinv (Geotomo

Inc., Malaysia) a interpolována zpracována v systému Surfer (Golden Software LLC, USA).

DEMP (dipole electromagnetic profiling): Mapa anomálií vodivosti byla měřena pomocí přístroje CMD-4 (GF Instruments, s.r.o., Czech Republic) při zapojení v kontinuálním módu a s použitím GPS jednotky pro zjištění pozice každého měřeného bodu. Celkem byla proměřena plocha 54 000 m². Maximální hloubkový dosah přístroje byl nastaven na 3 m při rychlosti měření



Obr. 2: Litologický profil – mozaika zkoumanými sedimenty.

Fig. 2: Lithological profile – mosaic of studied sediments.

Tab. 2: ^{14}C datování (Poznan radiocarbon Laboratory).
 Tab. 2: ^{14}C dating (Poznan radiocarbon Laboratory).

Sample	Depth under surface [cm]	Lab ID	^{14}C Age	Oxcal cal 95.4% intervals	$\mu \pm \sigma$ cal (Oxcal)
P-1/2016-1	94	Poz-87746	415 ± 30 BP	1320–1440	1397 ± 35
P-1/2016-2*	122	Poz-87747	530 ± 30 BP	1298–1410	1347 ± 32
P-3/2016-1	165	Poz-87748	595 ± 30 BP	1412–1468	1439 ± 17
P-3/2016-2	186	Poz-87749	460 ± 30 BP	1429–1619	1482 ± 50

* Pozn. 0.5 mgC

každého bodu 0,3 s. Výsledná data jsou interpolována a zobrazena pomocí softwaru ArcMap (Esri, USA).

Palynologie

Pro palynologické účely byly odebrány 3 kontinuální profily, celkem v 6 zatloukaných krabicích (P1_K1, P1_K2 a P3_K1, P3_K2 – viz obr. 1). Pro palynologické studium byly vzorky laboratorně zpracovány metodou macerace (HCl, HF, KOH) a acetolýzy [$\text{H}_2\text{SO}_4 + (\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$]. Z důvodů zkoncentrování obsahu palynomorf bylo využito těžké kapaliny ZnCl_2 . Determinace palynomorf byla prováděna optickým mikroskopem Nikon Alphaphot 2, zejména podle prací Beug (2004) a Reille (1999). Pylový diagram byl zpracován programem POLPAL (Walanus, Nalepka 1999).

Z prostoru dokumentačních bodů P1 (v masivních siltech overbank) a P3 (dno koryty) byly vybrány 4 vzorky, které byly datovány metodou ^{14}C (Poznaň Radiocarbon Laboratory) (tab. 2, obr. 2, 3). Datování bylo provedeno metodou ^{14}C AMS (Poznaň Radiocarbon Laboratory). Kalibrace dat byla provedena v programu OxCal 4.3 (Bronk

Ramsey 2009) podle kalibrační křivky IntCal 13 (Reimer et al. 2013).

Výsledky

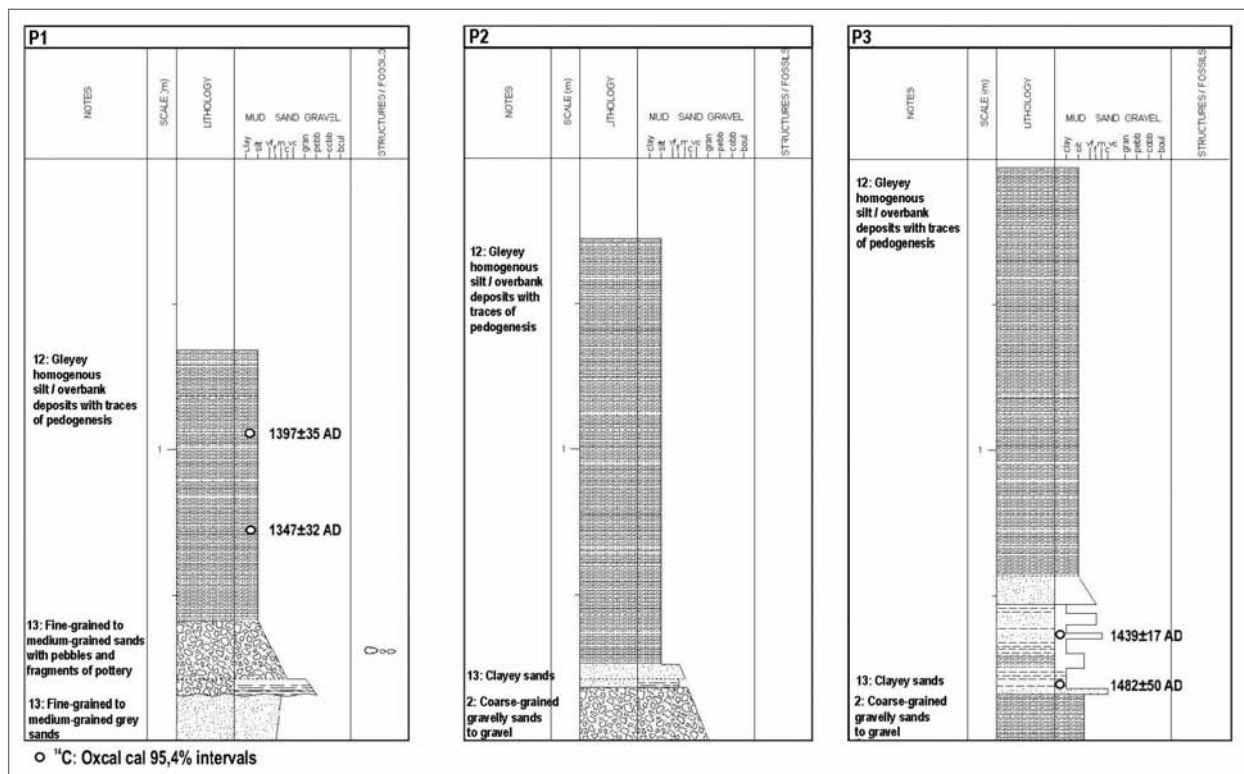
Geomorfologie a geofyzika

Data dálkového průzkumu umožnila detailní dálkový průzkum reliéfu. Okolí elevace s archeologickou lokalitou Pohansko je tvořeno sériemi valů a/ nebo jesepů a koryt, jejichž morfologie

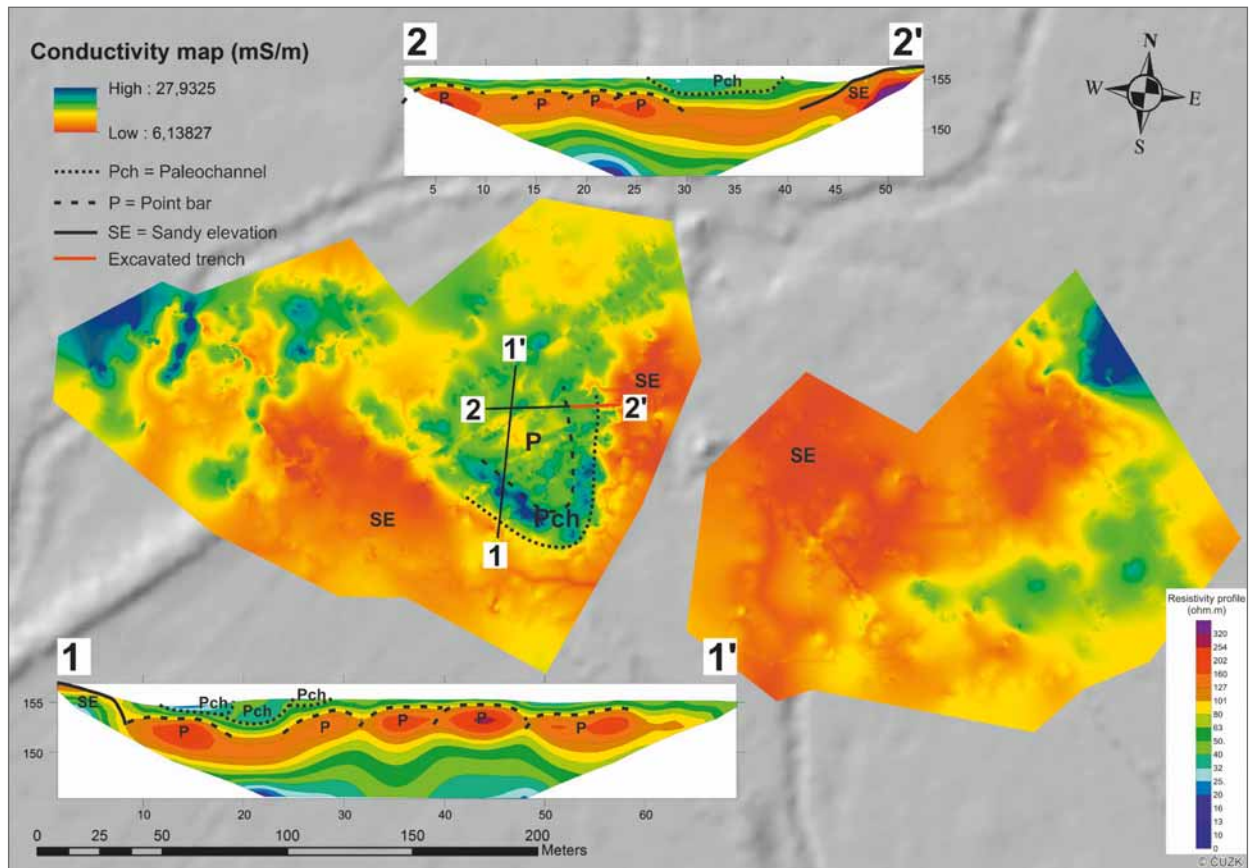
se projevuje na digitálním modelu reliéfu (obr. 1). Z morfologie povrchu je patrné, že ve zkoumaném prostoru existuje starší generace valů nebo jesepů s koryty (obr. 1: červené šipky), která je erodována mladší generací (obr. 1: žluté šipky) valů nebo jesepů s koryty. Zkoumána byla soustava fluvialních valů a/nebo jesepů a koryt. Plošné geofyzikální měření metodou DEMP dokládá existenci zaniklého koryta v hloubce do tří metrů (obr. 4). Stavbu detailněji odráží interpolovaný výsledek profilového ERT měření, které ukazuje přítomnost koryta a řady jesepů (profil 2–2'), případně přítomnost soustavy dvou koryt a více jesepů (profil 1–1').

Stratigrafie a datování

Za účelem přímého výzkumu stratigrafie byl zkoumán strojově odkrytý profil vedoucí z okraje hrůdu směrem do prostoru domnělého koryta (obr. 1). Ten zachytil krom sekvence štěrků, štěrkopísků a písků vlastního hrůdu (obr. 2: vrstvy 1–7, obr. 3: Nehyba et al. 2018) také stratigraficky mladší jemně zrnité písky (obr. 2 a 3, vrstva 13 v hloubce cca 1,5 až 2,5 m) překryté masivními



Obr. 3: Sedimentologický popis v dokumentačních bodech a pozice vzorků datovaných radiokarbonovou metodou.
 Fig 3: Sedimentological description of logs and position of samples dated by radiocarbon method.



Obr. 4: Mapa anomálií vodivosti, DEMP (dipole electromagnetic profiling) dokládající existenci valů a/nebo jespů a zaniklého koryta.

Fig. 4: Map of conductivity anomalies, DEMP (dipole electromagnetic profiling), which give evidence of levees and/or pointbars with paleochannel.

rezavě smouhovanými silty (obr. 2 a 3: vrstva 12, mocnost 1 až 2 m). Vedle jsou na vlastním hrůdu vyvinuty dva půdní horizonty, z nichž jeden je stratigraficky starší a odpovídá velkomoravské kulturní vrstvě a svrchnější odpovídá recentnímu A horizontu. Na rozhraní hrůdu a masivních siltů byla také zachycena vrstva pískových až štěrkopískových splachů obsahujících fragmenty raně středověkých artefaktů (úločky keramiky a mazanice) a na ně nasedající archeologický objekt (výkop) bez jasně datovatelného materiálu.

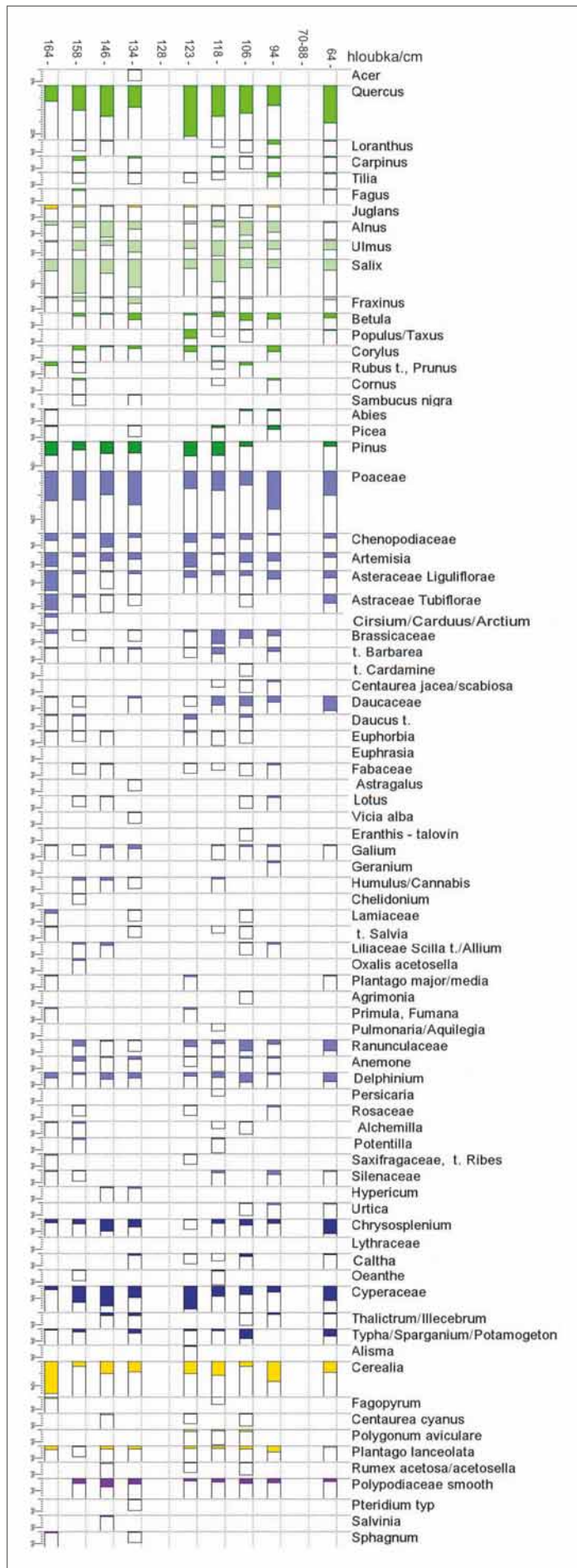
Zkoumaná sekvence byla podrobněji popsána v dokumentačních bodech P1, P2 a P3 (obr. 3).

Podle výsledků radiokarbonového datování můžeme klást aktivní fáze koryta do 14.–16. století a jeho následné zanesení do 16. století.

Palynologie

Vzhledem k totožnému stáří datovaných profilů byly pro palynologické vyhodnocení vybrány profily P1 a P2. Z těchto profilů bylo vyhodnoceno 14 vzorků. Pět z nich obsahovalo velmi nízký počet palynomorf, a nebyly proto vhodné pro interpretaci palynospekter. Semikvantitativní zpracování ve formě pylového diagramu bylo provedeno celkem na 9 vzorcích, které obsahovaly minimálně 100 determinovaných pylových zrn a spor (64, 70, 76, 82, 88, 94, 106, 118, 123, 128, 134, 146, 158, 164 cm od povrchu – viz obr. 5).

Ze studovaných vzorků obou profilů lze interpretovat mozaikovitou krajinu tvořenou zalesněnými plochami mezofilních a lužních porostů a otevřených ploch. Dřeviny tvoří 25–48 % z celkového složení pylového spektra. Porosty mezofilních lesů byly převážně tvořeny dubem (*Quercus*, 7–20 %) s menší příměsí javoru (*Acer*), habru (*Carpinus*) a lípy (*Tilia*). Poměrně pravidelně byla v profilech nalézána pylová zrna ochmetu (*Loranthus*), který v nejteplejších oblastech parazituje na dubech. V nízkých množstvích se téměř ve všech vzorcích vyskytoval ořešák, který není na našem území původní rostlinou. Na Pohansku byl nalézán i v palynospektrech ze sedimentů z období starohradištního a velkomoravského (Doláková et al. 2010; Macháček et al. 2007). Jeho nálezy jsou známé i z dalšího, nedalekého velkomoravského centra Mikulčice (Opravil 1998). Lužní lesy jsou zastoupeny porosty tvrdého (*Alnus*, *Ulmus*) i měkkého luhu (*Salix*, *Fraxinus*, *Populus*). V pylových diagramech jsou patrné postupné (periodické) změny vzájemného poměru mezofilních doubrav a lužních porostů. Tento jev indikuje změnu humidity substrátu spojenou s posouváním říčních ramen. Ve vzorku z hloubky 158 cm tvoří vrby (*Salix*) rostoucí na okrajích vodních toků až 14 % vegetace. V několika vzorcích byl zjištěn výskyt zelené řasy rodu *Pediastrum*, která indikuje vodní prostředí. Z dalších dřevin byly přítomné bříza (*Betula*), borovice (*Pinus*) a velmi ojediněle buk (*Fagus*), jedle (*Abies*)



Obr. 5: Pylový diagram zkombinovaný z profilů P1a P2.
Fig. 5: Pollen diagram combined from P1 and P2 profiles.

a smrk (*Picea*). V pylových spektrech byly rovněž zastoupeny křoviny rostoucí na okrajových částech lesních ploch (*Corylus*, *Sambucus*, *Cornus*, *Rubus*). Otevřené plochy byly porostlé zejména travinami (*Poaceae*) a pestrým složením bylin jak mezofytních (*Euphorbia*, *Galium*, *Geranium*, *Anemone*, *Alchemilla* atd.), tak méně sušších stanovišť (*Cirsium*, *Centaurea scabiosa*, *Delphinium*, *Lotus*, *Artemisia*). Hojně bylo zastoupení bylin rostoucích na zamokřených substrátech (*Cyperaceae*, *Lythraceae*, *Caltha*, *Chrysosplenium*). Rostliny vázané na zvýšený obsah dusíku byly přítomné pravidelně, ale v nevýrazném množství (merlíkovité – *Chenopodiaceae*, kopřiva *Urtica*), které by poukazovalo na intenzivní nitrifikaci spojenou s lidskou aktivitou (pastva dobytka, hnojení půdy). Nicméně přítomné antropogenní indikátory jako obiloviny (cerealie) byly zaznamenány v celém profilu. Jejich nejvyšší množství spojené s největší mírou odlesnění bylo pozorováno v nejspodnějším vzorku (164 cm). Antropogenní plevele jako jsou chrpa modrák (*Centaurea cyanus*) či šťovík kyselý (*Rumex acetosa*) byly zjišťovány nahodile. V ojedinělých výskytech byla zaznamenána pohanka (*Fagopyrum*), která je na našem území pěstována od 12. století.

Z pylových spekter lze odvodit, že v období zachyceném ve studovaných profilech (14.–16. století) nebylo bezprostřední okolí sedimentačního prostoru příliš intenzivně zasažené zemědělskou aktivitou.

Diskuze a závěr

Digitální model reliéfu dokládá, že při S. okraji tzv. Severozápadního předhradí (hrúdu) vznikly nejspíše dvě generace fluvialních valů a/nebo jespů s koryty. Geofyzikální měření doložilo existenci těchto těles pod současným povrchem. Odkryv zachytil především starší z nich. Jejich stratigrafická pozice dosvědčuje fázi, kdy aktivní koryto erodovalo okraj archeologické lokality. Předpoklad, že k erozi mohlo docházet těsně po zániku osídlení, nebo že zde existoval s tímto zánikem kauzální vztah, nebyl na zkoumaném výseku lokality potvrzen, protože datování sedimentů nejnižšího nivního stupně (soustava koryt erodujících hrúd a jejich výplně) odpovídá vrcholnému středověku. Sedimenty uložené v předchozích obdobích se tedy v tomto prostoru nedochovaly. Zjištěná sekvence dokládá agradaci nivy ve 14.–16. století, což je v souladu s výsledky OSL a ¹⁴C datování z nedalekých profilů (Petřík et al. v tisku). Zjištěný záznam umožňuje srovnání s dříve publikovaným vývojem v předchozích obdobích.

V porovnání s palynospektry ze sedimentů období velkomoravského osídlení (Doláková et al. 2010), byla míra odlesnění a podíl antropogenních indikátorů znatelně nižší. Naopak pylové spektrum velmi dobře odpovídá raně novověkému profilu (Petřík et al. v tisku) v rámci trench 2, situovanému 140 m jv. od zkoumaného profilu. Po zániku raně středověkého osídlení nebylo území soutoku kolonizováno ve vrcholném středověku. Naopak začátkem novověku zde byla zřízena obora (Miklín, Hradecký 2016) s extenzivním využitím krajiny a jen minimálním rozsahem obilných polí. Vegetace je velmi podobná současnému stavu od vrcholného středověku po současnost, včetně zastoupení druhově bohatých mezofilních luk až xerothermních stanovišť (Roleček et al. 2015), které lze identifikovat v pylových spektrech.

Zajímavý je výskyt smrku, jedle a buku v analyzovaných vzorcích, které jsou vcelku časté v nížinných pylových profilech z povodí Moravy (Petr, Novák 2014; Novák et al. 2017) ve středním a mladším holocénu, ale ve vrcholném středověku a novověku výrazně ustupují. V oblasti soutoku je udáván sporadický přirozený výskyt smrku (www.pladias.cz). Naopak jedle a buk zjištěné v pylových profilech z Pohanska (Doláková et al. 2010;

Petřík et al. v tisku) dnes přirozeně na soutoku nerostou, nejbližší přirozený výskyt buku je v hodonínské doubravě přibližně 30 km severovýchodně od Pohanska a v případě jedle je její přirozený výskyt v Bílých Karpatech. Jedle byla pravděpodobně v nížině častá jako součást pastevních lesů (Kozáková et al. 2014), změnou managementu lesů ve vrcholném středověku a novověku vymizela a stala se součástí lesů ve středních a vyšších polohách, podobně jako buk. Naopak smrk je edaficky vázaný na vlhká stanoviště, kde se může vyskytovat v azonálních společenstvech podél vodních toků i v nížině (Opravil 1983; Novák et al. 2017). Zastoupení ostatních dřevin odpovídá dnešní vegetaci Pohanska a jeho stanovištní diverzitě.

Poděkování

Článek vznikl za podpory projektu GAČR 16-15678S – *Vývoj interakce přírodního prostředí a subsistenční strategie raně středověké společnosti (Development of interaction of the environment and the subsistent strategy of early medieval society)*. Děkujeme rovněž recenzentům za cenné připomínky, které dopomohly zlepšit kvalitu a srozumitelnost článku.

Literatura

- Beug, H. J. (2004). Leitfaden der pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – Verlag Dr. Fridrich Pfeil; München.
- Boardman, J., Bell, M. (1992). Past and present soil erosion: linking archaeology and geomorphology. – In: Bell, M., Boardman, J. (eds): Past and Present Soil Erosion, Oxbow Monograph 22, Oxbow Books, Oxford, 1-8.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Dealing with Outliers and Offsets in Radiocarbon Dating. – Radiocarbon, 51, 3, 1023-1045. <https://doi.org/10.1017/S0033822200034093>
- Castelltort, S., Van den Driessche, J. (2003). How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? – Sedimentary geology, 157, 1-2, 3-13. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00066-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00066-6)
- Doláková, N., Roszková, A., Přichystal, A. (2010). Palynology and natural environment in the Pannonian to Holocene sediments of the Early Medieval centre Pohansko near Břeclav (Czech Republic). – Journal of Archaeological Science, 37, 10, 2538-2550. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.05.014>
- Dresler, P., Macháček, J. (2008). The hinterland of an Early Mediaeval centre at Pohansko near Břeclav. – In: Poláček, L. (ed.): Das Wirtschaftliche Hinterland Der Frühmittelalterlichen Zentren, Spisy Archeologického ústavu AV ČR Brno, 31, Archeologický ústav Brno.
- Enters, D., Dörfler, W., Zolitschka, B. (2008). Historical soil erosion and land-use change during the last two millennia recorded in lake sediments of Frickenhauser See, northern Bavaria, central Germany. – Holocene, 18, 2, 243-254. <https://doi.org/10.1177/0959683607086762>
- Firbas, F. (1949). Die spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. – I. Allgemeine Waldgeschichte. – 480 s. Jena.
- Havlíček, P. (1999). Die geologische Verhältnisse in der Umgebung der Siedlungsagglomerationen der groß- mährischen Machtzentren Mikulčice und Staré Město – Uherské Hradiště. – In: Poláček, L., Dvorská, J. (eds): Probleme der mitteleuropäischen Dendrochronologie und naturwissenschaftliche Beiträge zur Talaue der March. Internationale Tagungen in Mikulčice V, 181-198. Brno.
- Havlíček, P. (2004). Geologie soutokové oblasti Dyje s Moravou. – In: Hrib, M., Kordiovský, E. (eds): Lužní les v Dyjsko-moravské nivě, 11-19. Břeclav.
- Havlíček, P., Smolíková, L. (2002). Subfossilní polygenetická pseudočernozem v navátých píscích při soutoku Dyje s Moravou (Barvínkův hrúd), Jižní Morava. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001, 9, 2-3.
- Havlíček, P., Břízová, E., Hošek, J., Sidorinová, T. (2016). Geologický výzkum na soutoku Dyje, Kyjovky a Moravy. – Zprávy o geologických výzkumech, 49, 225-232.
- Kalicki, T. (2006). Zapis zmian klimatu oraz działalność człowieka i ich rola w holocénskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. – Prace Geograficzne IGI PAN 2042006.
- Kozáková, R., Pokorný, P., Mařík, J., Čulíková, V., Boháčová, I., Pokorná, A. (2014). Early to high medieval colonization and alluvial landscape transformation of the Labe valley (Czech Republic): evaluation of archaeological, pollen and macrofossil evidence. – Vegetation History and Archaeobotany, 23, 6, 701-718. <https://doi.org/10.1007/s00334-014-0447-1>

- Leopold, L. B., Wolman, M. G. (1957). River channel patterns-braided, meandering and straight. - U.S. Geological Survey Professional Paper 282B, 1957, 39-85. <https://doi.org/10.3133/pp282B>
- Macháček, J., Doláková, N., Dresler, P., Havlíček, P., Hladilová, Š., Přichystal, A., Roszková, A., Smolíková, L. (2007). Raně středověké centrum Na Pohansku u Břeclavi a jeho přírodní prostředí. - Archeologické rozhledy LIX, 2, 278-314.
- Mazuch, M. (2012). Doklady novověkých aktivit v prostoru zaniklého raně středověkého mocenského centra Mikulčice - Valy. - Jižní Morava, 48/2012, 7-45.
- Miklín, J., Hradecký, J. (2016). Confluence of the Morava and Dyje Rivers: a century of landscape changes in maps. - Journal of Maps, 12, 630-638. <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1068714>
- Nehyba, S., Dvořáková, M., Doláková, N., Dresler, P. (2018). Kvartérní sedimenty na Severním předhradí lokality Pohansko u Břeclavi. - Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1-2, 34-40. <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-34>
- Novák, J., Abraham, V., Kočár, P., Petr, L., Kočárová, R., Nováková, K., Houfková, P., Jankovská, V., Vaněček, Z. (2017). Middle- and upper-Holocene woodland history in central Moravia (Czech Republic) reveals biases of pollen and anthracological analysis. - Holocene, 27, 3, 1, 349-360. <https://doi.org/10.1177/0959683616660166>
- Opravil, E. (1983). Údolní niva v době hradištní. (ČSSR - povodí Moravy a Poodří). - Academia, Praha.
- Opravil, E. (1998). Zusammenfassende Übersicht der Ergebnisse von Analysen der Makroreste pflanzlicher Herkunft aus Mikulčice. - Studien zum Burgwall von Mikulčice, 3, 327-353.
- Petr, L., Novák, J. (2014). High vegetation and environmental diversity during the Late Glacial and Early Holocene on the example of lowlands in the Czech Republic. - Biologia (Poland), 69, 7, 847-862.
- Petřík, J., Petr, L., Šabatová, K., Doláková, N., Lukšíková, H., Dohnalová, A., Koptíková, L., Blaško, D. (2015). Reflections of Prehistoric and Medieval human activities in floodplain deposits of the Únanovka Stream, South Moravia, Czech Republic. - Zeitschrift für Geomorphologie, 59, 3, 393-412. <https://doi.org/10.1127/zfg/2015/0167>
- Petřík, J., Petr, L., Adameková, K., Přišťáková, M., Potůčková, A., Lendáková, Z., Frączek, M., Dresler, P., Macháček, J., Kalicki, T., Lisá, L. (v tisku). Disruption in an alluvial landscape: Settlement and environment dynamics on the alluvium of the river Dyje at the Pohansko archaeological site (Czech Republic). - Quaternary International. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.04.013>
- Reille, M. (1995). Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du nord. - Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50 000 Years cal BP.
- Roleček, J., Hájek, M., Karlík, P., Novák, J. (2015). Reliktní vegetace na mezických stanovištích, Relict vegetation on mesic sites. - Zprávy České botanické společnosti, 50, 201-245.
- Rulf, J. (1994). Pravěké osídlení střední Evropy a niva. - In: Beneš, J., Brůna, V. (eds): Archeologie a Krajinná Ekologie, 1994, Nadace Projekt Sever, 54-55. Most.
- Schneeweiss, J., Schatz, T. (2014). The impact of landscape change on the significance of political centres along the lower Elbe River in the 10th century A.D. - Quaternary International, 324, 20-33. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.12.059>
- Starkel, L., Gebica, J., Superson, P. (2007). Last Glacial - Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. - Quaternary Science Reviews, 26, 22-24, 2924-2936. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.038>
- Walanus, A., Nalepka, D. (1999). POLPAL. Program for counting pollen grains, diagrams plotting and numerical analysis. - Acta Paleobotanica, 2, 659-661. <http://www.pladias.cz>, 15. 5. 2018

Editor: Martin Ivanov

Doporučená citace článku: Petřík, J., Doláková, N., Nehyba, S., Lendáková, Z., Přišťáková, M., Adameková, K., Petr, L., Dresler, P., Macháček, J. (2018). Zaniklý meandr u Severního předhradí archeologické lokality Pohansko u Břeclavi. - Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1-2, 41-48.

VRTBY ICHNORODU *GASTROCHAENOLITES* JAKOŽTO ŽIVOTNÍ PROSTOR MLŽŮ Z LOKALITY BORAČ-PODOLÍ (KARPATSKÁ PŘEDHLUBEŇ, ČESKÁ REPUBLIKA)

Borings of the ichnogenus *Gastrochaenolites* as a living space of bivalves from the locality Borač-Podolí (Carpathian Foredeep, Czech Republic)

Jaroslav Šamánek¹ ✉, Radek Mikuláš², Nela Doláková¹, Šárka Hladilová¹

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Geologický ústav AV ČR, v. v. i., Rozvojová 269, 165 02 Praha 6

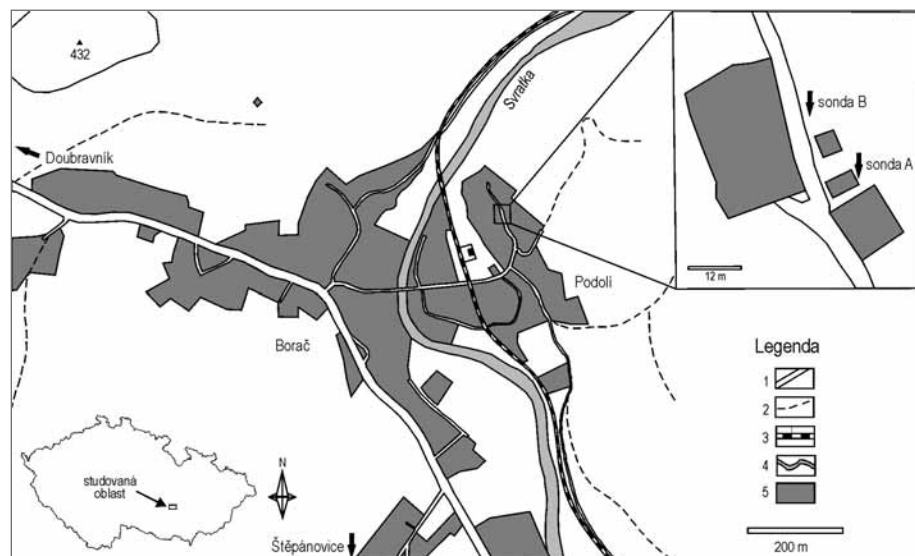
Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, Badenian, *Gastrochaenolites*, bivalve borings

Abstract

In 2015 the locality Borač-Podolí was newly examined. The locality is situated 8 km NW from the town of Tišnov. A large amount of shallow-water fossils of middle Miocene (Badenian) age was collected. The state of preservation of the material enabled us bivalve borings of ichnogenus *Gastrochaenolites* which were bored into colonies of hermatype corals and other calcareous hard substrates. In some of these borings, bivalves were found in situ. The borings were determined as *Gastrochaenolites isp.*, *Gastrochaenolites orbicularis*, *Gastrochaenolites lapidicus*, *Gastrochaenolites dijugus* and *Gastrochaenolites torpedo*. The in situ bivalves were determined as *Gastrochaena cf. intermedia*, *Rocellaria cf. dubia*, *Hiatella arctica* and *Cardita calyculata*. The first three species probably represent primary borers while *Cardita calyculata* is probably a secondary user (squatter). Based on an analysis of fossil material, we can assume that borings were created after the death of corals during the repeated transport of these bioclasts. It led to colonizing of the whole surface of coral bioclasts. The bioclasts were then moved to deeper water. Transport to water with clay sedimentation enabled the preservation of the bivalves in situ in borings.

Úvod

V minulosti bylo z prostoru karpatské předhlubně popsáno několik výskytů miocenních vrteb mlžů na pevných substrátech. Poprvé si těchto vrteb všiml Augusta (1938), který měl k dispozici korálovou kolonii z dnes již zaniklé lokality Jevíčko. Augusta předpokládal, že původci vrteb by měli být mlži rodu *Lithophagus*, ale fyzický důkaz v podobě in situ mlžů neměl. Materiálu z Jevíčka se také věnovali Mikuláš et al. (1999). Další nálezy popisuje Mikuláš a Pek (1995) z prostoru Hranic na Moravě. Vrtby byly nalezeny ve vápencích paleozoického stáří. Další popsané vrtby z devonských vápenců pochází od Čelechovic na Hané (Pek et al. 1998), Předmostí (Lehotský, Jašková 2005) a od Černotína (Janoška et al. 1995). Pek a Mikuláš (1996) podávají zprávu o obdobných stopách po vrtavých mlžích také z České Třebové, kde byly nalezeny ve vápenných slínovcích. Lehotský a Jašková (2005) informují o vrtbách



Obr. 1: Pozice studované lokality v obci Borač-Podolí. 1 – komunikace; 2 – cesta; 3 – železnice; 4 – řeka; 5 – obydná plocha.

Fig. 1: Position of the studied locality in Borač-Podolí village. 1 – road; 2 – path; 3 – railway; 4 – river; 5 – inhabited area.

z kulmských prachovců od Seloutek. Z prostoru vídeňské pánve popisuje Pek a Mikuláš (1999) vrtby z vápencových valounů od Kinberka u Mikulova. V žádném z výše uvedených případů nebyli nalezeni vrtaví mlži in situ. V předložené práci se autoři zaměřují na popis vrtavých mlžů nalezených ve vlastních vrtbách a na vrtby samotné.

V přímém okolí lokality se vyskytují metamorfované horniny moravika (pararuly, ortoruly, amfibolity) a kvartérní deluviální, fluviální a eolické sedimenty. Nedaleko od obce Borač směrem na SZ podél silnice

✉ Samanek.j@mail.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-49>

na Doubravník je známý výskyt vápnných jííl s bohatou faunou spodního badenu (např. Seitl 1978).

Materiál a metody

S laskavým svolením majitele byly na podzim roku 2015 provedeny terénní práce na pozemku zahrady přidružené k rodinnému domu (obr. 1). Terénní práce byly provedeny J. Šamánkem a L. Kleprlíkovou za pomoci dalších kolegů z Ústavu geologických věd Masarykovy univerzity a Moravských naftových dolů. V prostoru zahrady byly postupně ručně vykopány dvě sondy (A, B) o přibližné hloubce 2 m. Sonda A byla situována za v. stěnou garáže ve svahu (N 49°24'6,031" E 16°22'2,864"). Ačkoliv byly odkryty miocenní sedimenty, neobsahovaly makrofaunu. Proto byla vyhloubena sonda B. Ta se nacházela v blízkosti sloupu elektrického vedení, asi 1,5 m

směrem na SSZ (N 49°24'6,509" E 16°22'2,434") a byla orientována paralelně s komunikací, která vede podél pozemku. Výškový rozdíl mezi sondami byl cca 1 m. Kopaná sonda (obr. 2) odkryla střídání mocnějších vrstev vápnného jílu (většinou s drobnými vápnnými konkréncemi) a méně mocných poloh písků, které byly na makrofaunu velmi bohaté. Vzorky byly odebírány a dokumentovány z jednotlivých fosiliferních poloh. Oryktocenóza obsahovala mělkovodní prvky, např. hermatypní korály, které doposud známe z moravské části karpatské předhlubně pouze ze zaniklé lokality Jevičko-Alej (Vašíček 1941). Nově byly fosilie hermatypních korálů z lokality Borač-Podolí studovány Kleprlíkovou (2016).

Systematická část

Systematická paleontologie

Kmen: Mollusca

Třída: Bivalvia LINNAEUS, 1758

Podtřída: Heterodonta NEUMAYR, 1884

Čeleď: Gastrochaenoidea GRAY, 1840

Rod: *Rocellaria* BLAINVILLE, 1829

Stratigrafické rozpětí taxonu: Výskyt od eocénu až do recentu (Carter et al. 2008).

Druh: *Rocellaria* cf. *dubia* (PENNANT, 1777) (obr. 3b)

1777 *Mya dubia*, Pennant, str. 69, tab. 44, obr. 19.

1857 *Gastrochaena dubia* PENNANT, Wood, str. 292–294, tab. 30 (obr. 11 a–d).

1900 *Gastrochaena dubia* PENN., Procházka, str. 118–119.

1939 *Gastrochaena dubia* PENNANT, Noszky, str. 84, obr. 370.

1955 *Gastrochaena dubia* PENN., Sieber, str. 188.

1987 *Gastrochaena (Rocellaria) dubia* (PENNANT, 1777), Freneix et al., str. 440–441.

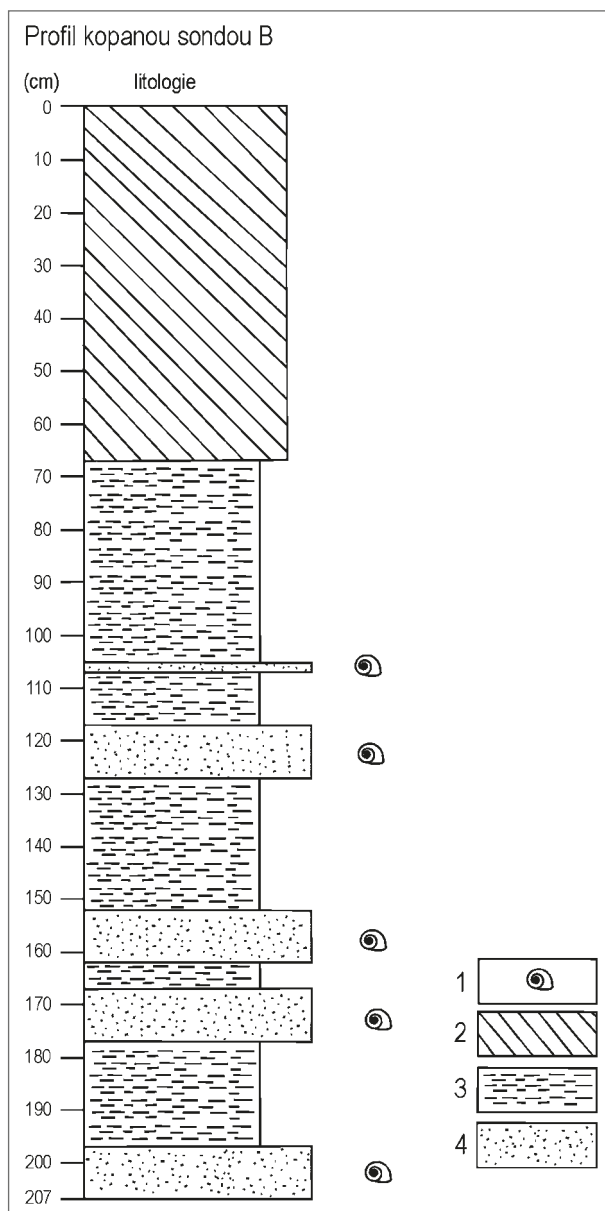
1998 *Gastrochaena (Gastrochaena) dubia* (PENNANT), Schultz, str. 112, tab. 50 (obr. 2–3).

2008 *Rocellaria dubia* (PENNANT, 1777), Carter et al., str. 107, 108, 114, obr. 10.

2011 *Rocellaria dubia*, Morton et al., str. 795, obr. 10.

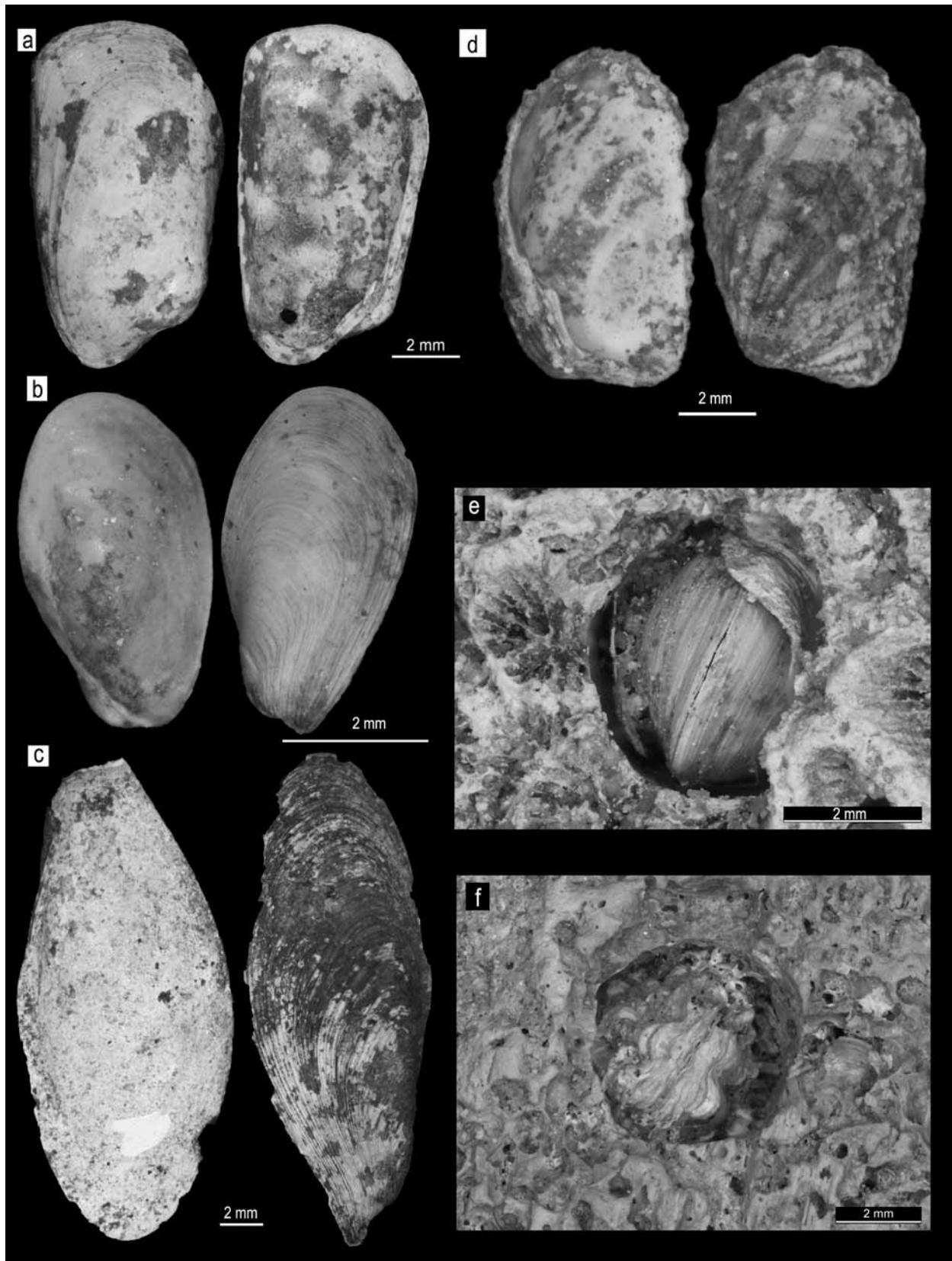
Materiál: Jedinec byl vyjmut z kolonie korálu rodu *Porites*.
Popis: Jeden jedinec, schránka 4,5 mm dlouhá. Hladké, neskulpturované misky oválného tvaru. Patrné jsou přírůstkové linie.

Poznámka: Vrtaví mlži z čeledi Gastrochaenoidea využívají mechanické abraze pro vytvoření vrtvy za pomoci anteroventrálních oblastí schránky. Jedinec je přichycen k anteroventrální části své vrtvy byssovými vlákny a přísavnou nohou, což znamená, že plochy schránky, kde dochází k abrazi, mohou představovat pouze ventrální okraje schránky (Morton et al. 2011). Carter (1978) poukazuje na to, že tato oblast nese znaky obroušení. Carter a Aller (1975) a Carter (1978) rovněž prokázali u některých gastrochaenidů přítomnost aragonitových periostrakálních jehlic, které pravděpodobně u některých druhů podporují



Obr. 2: Profil kopanou sondou B. 1 – fosiliferní vrstva; 2 – kvartérní pokryv; 3 – vápnný jííl; 4 – křemitý písek.

Fig. 2: Schematic column of the probe B. 1 – fossiliferous layer; 2 – Quaternary cover; 3 – calcareous clay; 4 – quartzose sand.



Obr. 3: a – *Hiatella arctica* LINNAEUS, 1767; b – *Rocellaria* cf. *dubia* PENNANT, 1777; c – *Gastrochaena* cf. *intermedia* HÖRNES, 1859; d – *Cardita calyculata* LINNAEUS, 1758; e – *Hiatella arctica* in situ v korálu rodu *Tarbellastraea*; f – *Cardita calyculata* in situ ve fragmentu silnostěnné ústřice.

Fig. 3: a – *Hiatella arctica* LINNAEUS, 1767; b – *Rocellaria* cf. *dubia* PENNANT, 1777; c – *Gastrochaena* cf. *intermedia* HÖRNES, 1859; d – *Cardita calyculata* LINNAEUS 1758; e – *Hiatella arctica* in situ in a coral colony of genus *Tarbellastraea*; f – *Cardita calyculata* in situ in a fragment of thick-shelled oyster.

vrtavou činnost okraje schránky. Dnes žijí tito měkkýši v hloubce 40–50 m pod hladinou Jaderského moře (Morton et al. 2011).

Rod: *Gastrochaena* SPENGLER, 1783

Stratigrafické rozpětí taxonu: Výskyt s jistotou od eocénu do recentu, možná dříve (jura, křída) – (Carter et al. 2008).

Druh: *Gastrochaena cf. intermedia* HÖRNES, 1859 (obr. 3c)

1859 *Gastrochaena intermedia* HÖRN., Hörnes, str. 4–5, tab. 1/3 (obr. a–d).

1870 *Gastrochaena intermedia* HÖRNES, Wolf, str. 33.

1900 *Gastrochaena intermedia* HÖRN., Koch, str. 127, obr. 2.

1928 *Gastrochaena intermedia* HÖRN., Bobies, str. 48.

1942 *Gastrochaena intermedia* HÖRN., Toth, str. 516.

1981 *Gastrochaena intermedia* HOERN., Krach, str. 16.

1998 *Gastrochaena (G.) intermedia* HÖRNES, Studencka et al., str. 310–311, obr. 399.

Materiál: Obě misky byly vyseparovány z vlastní vrby ichnodruhu *Gastrochaenolites lapidicus* (KELLY et BROMLEY, 1984) z kolonie korálu rodu *Porites*.

Popis: Misky jsou dlouhé 22,5 mm a 10,0 mm široké. Jsou téměř hladké, s patrnými přírůstkovými liniemi.

Řád: Adapedonta COSSMANN et PEYROT, 1909

Čeleď: Hiatellidae GRAY, 1824

Rod: *Hiatella* BOSCH, 1801

Stratigrafické rozpětí taxonu: První zástupci tohoto rodu jsou známi z triasu Ruska (Kurushin 1992).

Druh: *Hiatella arctica* (LINNAEUS, 1767) (obr. 3a, 3e)

1767 *Mya arenaria*, Linnaeus, str. 1113, obr. 32.

1877 *Saxicava arctica* LINN., Karrer, str. 111, 136, 304.

1910 *Saxicava arctica* LINN., Cottreau, str. 547.

1942 *Saxicava arctica* LINN., Toth, str. 516, 527.

1966 *Hiatella (s. s.) arctica* LINNÉ, 1767; Glibert, Van de Poel, str. 24–25.

1972 *Hiatella arctica* LINNAEUS, 1767; Jakubowski, str. 105–110, tab. 10 (obr. 1–36).

1974 *Hiatella arctica* LINNÉ, 1767; Abbott, str. 541, obr. 6019.

1975 *Hiatella arctica* LINNÉ, 1767; Van den Bosch et al., str. 81, obr. 26–29.

1976 *Hiatella (Hiatella) arctica* L.; Brambilla, str. 125, tab. 31 (obr. 22–23).

1977 *Hiatella arctica* LINNAEUS, 1767; Jakubowski, Musiał, str. 105, tab. 12, (obr. 8–9).

1998 *Hiatella (Hiatella) arctica* (LINNAEUS), Studencka et al., obr. 401.

Materiál: Dva artikulované páry misek byly vyseparovány z kolonií rodu *Stylophora* a jeden z korálu rodu *Tarbellastrea*, kde tvořily vrtbu ichnotaxonu *G. lapidicus*. Větší počet jedinců ponechán v korálových koloniích.

Popis: Jedinci o délce 4,5–9,7 mm a šířce 2,5–6,0 mm. Schránky jsou hladké, někdy s patrnými přírůstkovými liniemi.

Poznámka: Dnes tyto měkkýše známe například ze západního pobřeží Irska, kde jsou typičtí pro hlubší intertidální až mělké sublitorální zóny (Trudgill, Crabtree 1987).

Řád: Carditida DALL, 1889

Čeleď: Carditidae FÉRUSAC, 1822

Rod: *Cardita* BRUGUIÈRE, 1792

Stratigrafické rozpětí taxonu: První výskyty toho rodu mlže známe z triasu (Markevich, Zakharov 2004).

Druh: *Cardita calyculata* LINNAEUS, 1758 (obr. 3d, 3f)

1758 *Chama calyculata*, Linnaeus, str. 692, obr. 134.

1860 *Cardita calyculata* L., Reuss, str. 250–251, obr. 95.

1865 *Cardita calyculata* LINN., Hörnes, 274–275, tab. 36/7 (obr. a–c).

1900 *Cardita calyculata* L., Koch, 129, obr. 121.

1950 *Beguina (Mytilicardita) calyculata* L., Sieber, str. 306, 308, 310.

1960 *Beguina (Arcinella) calyculata* (LINNAEUS 1758), Kojumdgieva, Strachimirov, 48–49, tab. 16, obr. 1–2.

1981 *Beguina (Arcinella) calyculata* (LINNAEUS 1758) Krach, str. 26, tab. 10, obr. 11.

1993 *Cardita calyculata* LINNÉ, 1758, Popov et al., str. 98, obr. 179.

1998 *Cardita calyculata* (LINNAEUS), Studencka et al., str. 302–303, obr. 214.

Materiál: Dva jedinci nalezeni ve vrtbách v silnostěnných schránkách ústřic, jeden v korálu rodu *Porites*.

Popis: Vyseparované schránky jsou dlouhé 8,5 mm a 5,0 mm široké. Schránka nese trny a deset žeber. Patrné jsou také podélné přírůstkové linie.

Systematická ichnologie

Ichnorod: *Gastrochaenolites* LEYMERIE, 1842

1842 *Gastrochaenolites* LEYMERIE, str. 2, tab. 3 (obr. 1 a–c).

1972 *Trypanites* MÄGDEFRAU; Bromley, str. 96, obr. 1 (a, c–d).

1980 *Gastrochaenolites* LEYMERIE; Kelly, str. 771, (obr. 2 a–g, 3 a–d; tab. 96, obr. 17–20, 22–24).

1980 *Gastrochaenolites* LEYMERIE; Kelly in Balson, str. 726.

Diagnóza: Kelly a Bromley (1984) popisují tyto ichnofosilie jako kyjovité vrtby v pevném (litifikovaném) substrátu. Oblast ústí vrtby je užší než hlavní komůrka a může být oválná, kulatá nebo činkovitého tvaru. Ústí může být odděleno od hlavní komůrky oblastí krčku, která může

být široce rozšířená. Hlavní komůrka může být sub-sférická až protáhlá, mající parabolickou až zaoblenou zkrácenou bázi a kruhový až oválný průřez, modifikovaný u některých forem podélným hřebenem nebo drážkami, což vede k vytvoření mandlovitého nebo srdčitého tvaru v příčném řezu.

Popis: Vrtby gastrochaenolitního typu jsou často mechanicky erodované při ústích, a proto neurčitelné. To je způsobeno povahou substrátu, ve kterém jsou vrtby vytvořeny. Pouze do rodu bylo možné zařadit 1 008 vrteb na 320 bioklastech.

Poznámka: Dnes již známe vrtby ichnorodu *Gastrochaenolites* také z částečně zpevněných substrátů – firmgroundů (Mikuláš, Žítt 2003; Carmona et al. 2007).

Stratigrafické rozpětí ichnotaxonu: V geologickém záznamu se ichnotaxon *Gastrochaenolites* objevuje od ordovicu (Bromley 2004).

Ichnodruh: *Gastrochaenolites dijugus* KELLY et BROMLEY, 1984 (obr. 4a)

Diagnóza: Kelly a Bromley (1984) popisují tento taxon jako gastrochaenolitní vrtbu zúženou v oblasti krčku s činkovitým průřezem.

Popis: Pět vrteb v úlomcích korálů rodu *Stylophora* a *Tarbellastraea*. Vrtby v substrátu tvořeném úlomky rodu *Tarbellastraea* dosahují délky 11 mm. Ústí činkovitého tvaru měří 3 × 1 mm a šířka obývací komůrky je 4 mm. Řezy jsou orientovány svisle nebo téměř svisle a protínají úplně nebo z velké části celou plochu vrtby. Vrtby v úlomcích korálu rodu *Stylophora* vykazují obdobné rozměry otvoru jako v substrátu rodu *Tarbellastraea* (1,5 × 1–2,5 × 1 mm). Jedna vrtba je určena pouze podle morfologie ústí, druhá má kolmým řezem odkrytou téměř celou obývací komůrku o šířce 4 mm a délce vrtby 13 mm.

Poznámka: Jedna z vrteb ichnotaxonu *G. dijugus* neodpovídá svou orientací růstovému směru korálu (*Tarbellastraea*) – je orientována kolmo na růstový směr kolonie.

Ichnodruh: *Gastrochaenolites lapidicus* KELLY et BROMLEY, 1984 (obr. 4b)

Diagnóza: Hladká, kyjovitá vrtba, protáhle oválná. Příčný průřez kruhovitý po celé délce mimo oblast krčku, kde bývá většinou oválný (ale může být i kruhový). Báze je tupě parabolická v podélném řezu, nejširší průřez se nachází přibližně v centru hlavní komůrky (Kelly, Bromley 1984).

Popis: Vrtby se vyskytují napříč všemi druhy koloniálních korálů zastoupených na lokalitě. Jde o kyjovité vrtby, většinou vertikální nebo semivertikální o velikosti mezi 4–32 mm na délku. Z těchto vrteb byly vyseparovány schránky druhu *Gastrochaena cf. intermedia* a *Hiatella arctica*.

Poznámka: Některé vrtby vytvořené na koloniích rodu *Porites* nemají zachované ústí. To bylo pravděpodobně erodováno při transportu. Nejvíce determinovaných

vrteb tohoto typu se nachází na korálech rodu *Porites* (11). Dalších šest pochází z kolonií rodu *Tarbellastraea* a 3 z rodu *Stylophora*.

Ichnodruh: *Gastrochaenolites orbicularis* KELLY et BROMLEY, 1984 (obr. 4d)

Diagnóza: Hladká vrtba *Gastrochaenolites*, která je kruhová v příčném řezu, hlavní komůrka je kulovitá, oblast krčku je protažená, ale může být krátká (Kelly, Bromley 1984).

Popis: Vrtba je vyvrtána v kolonii korálu rodu *Tarbellastraea* (1 ks). Téměř kulovitá vrtba měří 10 mm na délku. Vlastní komůrka dosahuje velikosti 5 mm v průměru a krček je dlouhý 4 mm. Velikost ústí je 1 mm. Vrtba je odkryta podélným řezem na rozlomené kolonii korálu vedeným po celé délce vrtby.

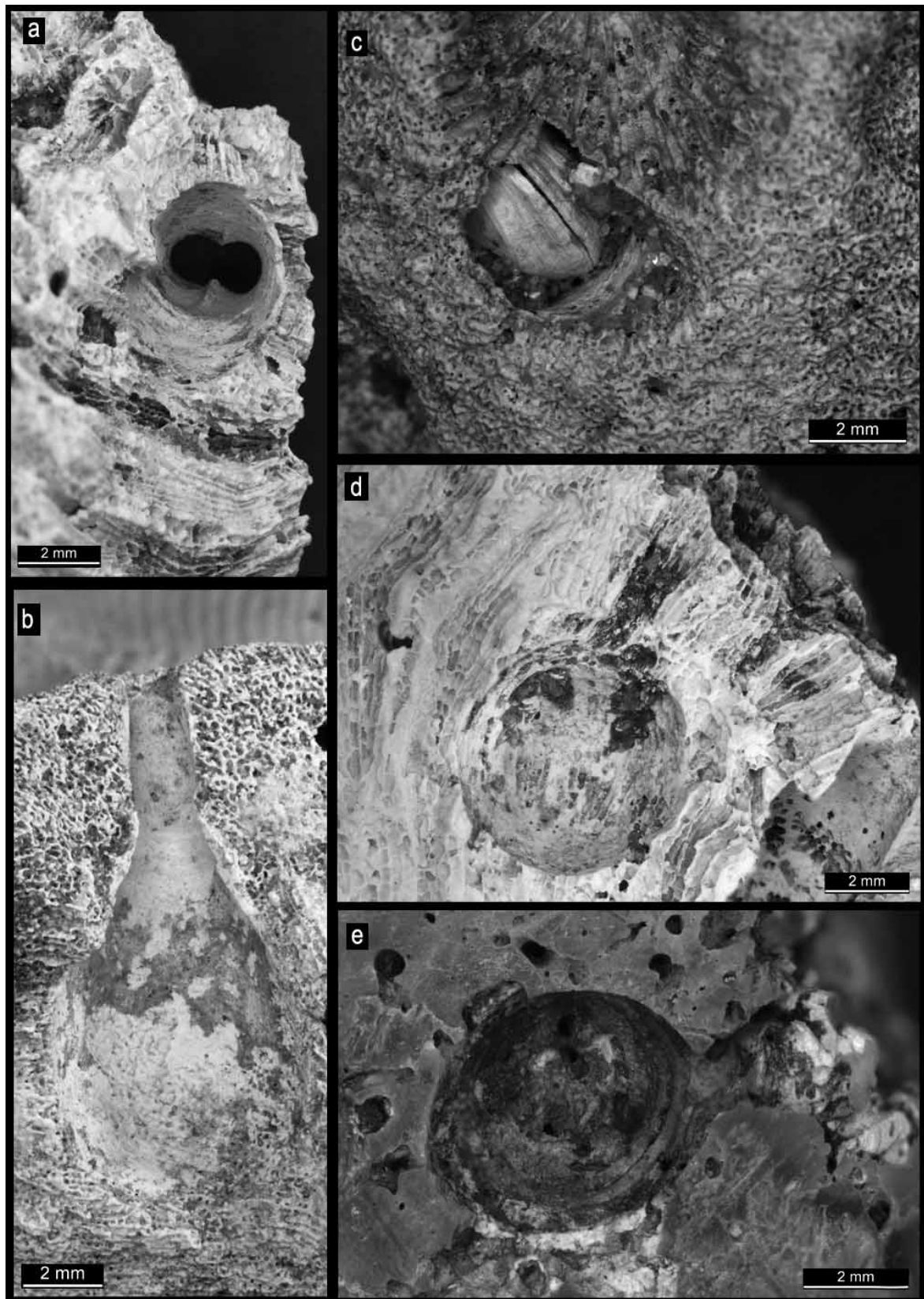
Ichnodruh: *Gastrochaenolites torpedo* KELLY et BROMLEY, 1984 (obr. 4e)

Diagnóza: Protažená hladká vrtba s nejširším bodem blízko ke středové linii s bázi ostře parabolickou. Oblast krčku je značně zkrácená, příčný průřez vchodovou částí je oválný nebo má tvar čísla osm (Kelly, Bromley 1984).

Popis: Jedná se o větší počet vrteb v úlomcích schránek ústřic a na korálových koloniích. Často nejsou vrtby kompletní, což je pravděpodobně způsobeno mechanickou erozí. Vrtby jsou různých velikostí, ale většinou se pohybují mezi prvními centimetry.

Diskuze a závěr

Determinované druhy mlžů, které byly nalezeny in situ ve vrtbách gastrochaenolitního typu (*Hiatella arctica*, *Gastrochaena cf. intermedia*, *Cardita calyculata* a *Rocellaria cf. dubia*), pravděpodobně nemůžeme všechny považovat za původce vlastních vrteb. Zástupci čeledi Gastrochaenoidea GRAY jsou většinou považováni za primární tvůrce vrteb (Kelly 1980). Mlži druhu *Hiatella arctica* naopak volí svou životní strategii na základě přítomného substrátu. Mladí jedinci, kteří se usadí na rovném povrchu relativně měkké homogenní skály, budou vrtaví; jedinci, kteří nacházejí útočiště na tvrdém a nehomogenním povrchu, se přichytí pomocí byssových vláken (Hunter 1949). S jistotou nelze říci, zda jedince nalezené na lokalitě Borač-Podolí můžeme považovat za vrtavé nebo ne. Kelly (1980) popisuje již jurské zástupce tohoto rodu, kteří v nemalém počtu případů obsazují vrtbu, kterou evidentně sami nevytvořili. V takovém případě jsou potom přichyceni byssovými vlákny na bázi vrtby. Sensu Hunter (1949) můžeme mlže druhu *Hiatella arctica* z lokality Borač-Podolí považovat za pravděpodobné primární tvůrce vrteb. Naopak u mlže druhu *Cardita calyculata* není popsán žádný případ recentních či fosilních zástupců, kde by byly pozorovány náznaky vrtavého chování. Z toho důvodu můžeme předpokládat, že se jedná o znovuobsazení starší vrtby, tzv. squatting



Obr. 4: a – *Gastrochaenolites dijugus* KELLY et BROMLEY, 1984 v korálu rodu *Tarbellastraea*; b – *Gastrochaenolites lapidicus* KELLY et BROMLEY, 1984 v korálu rodu *Porites*; c – *Rocellaria* cf. *dubia* PENNANT, 1777 in situ v korálu rodu *Porites*; d – *Gastrochaenolites orbicularis* KELLY et BROMLEY, 1984 v korálu rodu *Tarbellastraea*; e – *Gastrochaenolites torpedo* KELLY et BROMLEY, 1984 v úlomku silnostěnné ústřice.

Fig. 4: a – *Gastrochaenolites dijugus* KELLY et BROMLEY, 1984 bored in a coral of genus *Tarbellastraea*; b – *Gastrochaenolites lapidicus* KELLY et BROMLEY, 1984 bored in a coral of genus *Porites*; c – *Rocellaria* cf. *dubia* PENNANT, 1777 in situ in a coral of genus *Porites*; d – *Gastrochaenolites orbicularis* KELLY et BROMLEY, 1984 in a coral of genus *Tarbellastraea*; e – *Gastrochaenolites torpedo* KELLY et BROMLEY, 1984 in a fragment of thick-shelled oyster shell.

(Bromley 1996). Původce jednotlivých vrteb nemůžeme bezpečně přiřadit k vlastním vrtbám, jelikož morfologie vrteb je např. u druhu *Rocellaria dubia* značně variabilní (Casoli et al. 2016). Jednotlivé morfotypy gastrochaenolitů můžeme považovat za jednotlivé fáze vytváření a prohlubování doupat vrtavých mlžů. Je nepravděpodobné, že by každá čeleď vrtavých mlžů vytvářela morfologicky odlišné vrtby. Toto tvrzení dokazuje fakt, že čeleď Gastrochaenidae známe od spodní jury (Carter 1878), ale první vrtby ichnorodu *Gastrochaenolites* jsou známy již od ordoviku (Bromley 2004).

Dle všesměrné orientace vrteb na koloniích korálů můžeme usuzovat, že vrtby byly vytvořeny až po odumření korálu. Kusy kolonií byly pravděpodobně ulomeny vlněním a následně obydleny vrtavými organismy. Tyto bioklasty byly podle všeho rotovány vlněním, a proto jsou vrtby po celém povrchu korálových kolonií. Podobně vytvářené bioklasty byly popsány Wilsonem et al. (1998)

z jurských sedimentů Utahu, kde pevný substrát vytvářejí akumulace ústřic.

Na základě charakteru střídání sedimentů odkrytých sondou (obr. 2) můžeme předpokládat, že byl materiál následně přenesen do hlubokovodnějšího prostředí jakožto tempestit (obdobný charakter sedimentace popisuje Nehyba et al. 2008), kde byl zakonzervován. To patrně také napomohlo k zachování mlžů in situ.

Poděkování

Předložené výsledky byly získány v rámci výzkumného záměru Geologického ústavu AVČR, v.v.i., č. RVO 67985831 a za podpory Specifického výzkumu ÚGV MU. Autoři by rádi poděkovali recenzentům a také osazenstvu redakce za přínosné připomínky, které vedly ke zkvalitnění textu. Dále bychom chtěli poděkovat Mgr. Lucii Kleprlíkové za pomoc při focení vzorků.

Literatura

- Abbott, R. T. (1974). *American Seashells: The Marine Mollusks of the Atlantic and Pacific Coasts of North America*. – 2. vyd., 663 pp. New York.
- Augusta, J. (1938). Příspěvek k poznání činnosti vrtavých mlžů z moravského neogénu. – *Vlastenecký spolek musejní*, 51, 166–167.
- Balson, P. S. (1980). The origin and evolution of Tertiary phosphorites from eastern England. – *Journal of Geological Society London*, 137, 723–729. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.137.6.0723>
- Blainville, H. M. D. (1829). *Dictionnaire des Sciences Naturelles dans lequel on Traite Méthodiquement des Différens Êtres de la Natur, Considérés soit en Eux-mêmes, d'après l'état Actuel de nos Connaissances, soit Relativement a l'Utilité qu'en Peuvent Retirer la Médecine, l'Agriculture, le Commerce et les Arts. Suivi d'une Biographie des Plus Célèbres Naturalistes*. – Strasbourg, 557 pp. – Paris.
- Bobies, K. A. (1928). Das Gaadener Becken. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft*. – 19, 47–78.
- Bosc, L. A. G. (1801). *Histoire naturelle des coquilles, contenant leur description, les moeurs des animaux qui les habitent et leurs usages*. Paris.
- Bosch, Van den M., Cadée M. C., Janssen A. W. (1975). Lithostratigraphical and biostratigraphical subdivision of Tertiary deposits (Oligocene–Pliocene) in the Winterswijk–Almelo region (eastern part of the Netherlands). – *Scripta Geologica*, 29, 1–167.
- Brambilla, G. (1976). I Molluschi pliocenici di villalvernia (Allesandria) I. Lamellibranchi. – *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali del Museo Civico di Storia Naturale Milano*, 21, 81–128.
- Bromley, R. G. (1972). On some ichnotaxa in hard substrates, with a redefinition of Trypanites MÄGDEFRAU. – *Paläontologische Zeitschrift*, 1/2, 93–98. <https://doi.org/10.1007/BF02989555>
- Bromley, R. G. (1996). *Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications*, – 2. vyd. 361 pp. Chapman & Hall. London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Madras.
- Bromley, R. G. (2004). A stratigraphy of marine bioerosion. – In: McIlroy, D. (ed.): *The application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic analysis*. Geological Society, Special Publications, 228, 455–479. London.
- Bruguière, J. G. (1792). *Catalogues des coquilles envoyées de Cayenne, à la Société d'Histoire Naturelle de Paris*. – *Actes de la Société d'Histoire Naturelle de Paris*, 1, 1–126.
- Carmona, N. B., Mángano, M. G., Buatois, L. A., Ponce, J. J. (2007). Bivalve trace fossils in an early Miocene discontinuity surface in Patagonia, Argentina: Burrowing behavior and implications for ichnotaxonomy at the firmground-hardground divide. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 255, 239–341.
- Carter, J. G. (1978). Ecology and evolution of the Gastrochaenacea (Mollusca, Bivalvia) with notes on the evolution of the endolithic habitat. – *Bulletin of the Peabody Museum of Natural History*, 41, 1–92.
- Carter, J. G., Aller, R. C. (1975). Calcification in the bivalve periostracum. – *Lethaia*, 8, 315–320.
- Carter, J. G., McDowell, T., Namboodiri, N. (2008). The identity of *Gastrochaena cuneiformis* SPENGLER, The evolution of *Gastrochaena*, *Rocellaria*, and *Lamychaena* (Mollusca, Bivalvia, Gastrochaenoidea). – *Journal of Paleontology*, 82, 102–117.
- Casoli, E., Ricci, S., Antonelli, F., Perasso, C. S., Belluscio, A., Ardizzone, G. (2016). Impact and colonization dynamics of the bivalve *Rocellaria dubia* on limestone experimental panels in the submerged Roman city of Baiae (Naples, Italy). – *International Biodeterioration & Biodegradation*, 108, 9–15. <https://doi.org/10.1016/j.ibiod.2015.11.026>
- Cossmann, M., Peyrot, A. (1909). *Conchologie Néogénique de l'Aquitaine*. – *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux*, 63, 73–293.
- Cottreau, J. (1910). Les argiles de Baden (Autriche) et les marnes de Cabrières d'Aigues (Vaucluse). – *Bulletin de la Société Géologique de France*, 10, 541–557.

- Dall, W. H. (1889). Reports on the results of dredgings, under the supervision of Alexander Agassiz, in the Gulf of Mexico (1877–78) and in the Caribbean Sea (1879–80), by the U. S. Coast Survey steamer “Blake,” Lieut. Commander C. D. Sigsbee, U. S. N., and Commander J. R. Bartlett, U. S. N., commanding. XXIX. Report on the Mollusca. Part II. Gastropoda and Scaphopoda. – Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, 18, 1–492.
- Férussac, A. E. J. P. J. F. d’Audebard de (1821–1822). Tableaux systématiques des animaux mollusques classés en familles naturelles, dans lesquels on a établi la concordance de tous les systèmes; suivis d’un prologue général pour tous les mollusques terrestres ou fluviatiles, vivants ou fossiles. – 47, 27, 110, Paris.
- Freneix, S., Saint-Martin, J.-P., Moissette, P. (1987). Bivalves Hétérodontes du Messinien d’Oranie (Algérie occidentale). – Bulletin du Muséum d’Histoire Naturelle, 9/C/4, 415–453.
- Glibert, M., Van de Poel, L. (1966). Les bivalvia fossiles du Cénozoïque étranger des collections de l’Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique. – Mémoires de l’Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 81, 1–82.
- Gray, J. E. (1824). On the natural arrangement of the pulmonobranchous Mollusca. – Annals of Philosophy, 8, 107–109.
- Gray, J. E. (1840). Eastern Zoological Gallery. Synopsis of the Contents of the British Museum, 42, 89–156.
- Hörnes, M. (1859–1867). Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien, Band II Bivalven. – Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 4, 430 pp. Wien.
- Hudec, P. (1986). Systematická a paleoekologická analýza měkkýšů badenu na lokalitě Lomnice u Tišnova. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta J. E. Purkyně. Brno.
- Hunter, W. R. (1949). The structure and behavior of *Hiatella gallicana* (LAMARCK) and *H. arctica* L. with special reference to the boring habits. – Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, řada B, 63, 271–289. <https://doi.org/10.1017/S0080455X00011930>
- Jakubowski, G. (1972). Ontogeny of some pelecypod shells from the Miocene of Poland. – Prace Muzeum Ziemi, 20, 45–115.
- Jakubowski, G., Musiał, T. (1977). Lithology and fauna from the Upper Tortonian sands of Monastyrz and Długi Goraj (Southern Roztocze – Poland). – Prace Muzeum Ziemi, 26, 63–126.
- Janoška, M., Mikuláš, R., Pek, I. (1995). Stopy vrtavých badenských organismů na vápencových rockgroundech z Černotína (severní Morava). – Časopis Slezského zemského muzea Opava (A), 44, 97–99.
- Karrer, F. (1877). Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquellen Wasserleitung. Eine Studie in den Tertiär-Bildungen am Westrande des alpinen Theiles der Niederung von Wien. – Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 9, 420 pp. Wien.
- Kelly, S. R. A. (1980). *Hiatella* – A Jurassic squatter? – Palaeontology, 23, 769–781.
- Kelly, S. R. A., Bromley, R. G. (1984). Ichnological nomenclature of clavate borings. – Paleontology, 27, 4, 793–807.
- Kleprlíková, L. (2016). Anthozoa vybraných lokalit badenu jižní Moravy. – MS, diplomová práce, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Koch, A. (1900). Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. – 370 pp. Budapest.
- Kojumdgieva, E., Strachimirov, B. (1960). Tortonien. – Les Fossiles de Bulgarie, 7, 317 pp. Sofia.
- Krach, W. (1981). Badenskie utwory rafowe na Roztoczu Lubelskim. – Prace geologiczne, 121, 5–115. Warszawa.
- Kurushin, N. I. (1992). Triasovye Paleogeterodontnye i Geterodontnye Dvustvorski Sibiri. – Trudy instituta Geologii i Geofiziki. 742, 1–86. Moskva.
- Lehotský, T., Jašková, V. (2005). Nové lokality s výskytem stop vrtavých organismů na střední Moravě. – In: Lehotský, T. (ed.): 6. paleontologický seminář, Sborník příspěvků, 38–39. Univerzita Palackého v Olomouci.
- Leymerie, A. (1842). Suite du mémoire sur le terraión crétacé du Département de l’Aube. Second partie. – Mémoires de la Société géologique de France, 5, 1–34. Paris.
- Linnaeus, C. (1758). Systema naturae per regnatria naturae, secundum Classes, Ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis. Editio Decima, Reformata, Tom I. – 824 pp. Holmiae.
- Linnaeus, C. (1767). Systema Naturae. ed.12–13, 1328 pp. Vindobona.
- Markevich, P. V., Zakharov, Y. D. (2004). Trias i Yura Sikhote-Alinya, kniga 1: Terrigenyny kompleks. – 412 pp. Moskva.
- Mikuláš, R., Pek, I., Hladil, J. (1999). Bioerosive traces in the Badenian corals from Jevíčko, Eastern Bohemia, Czech Republic. – Zemní plyn a nafta, 43, 3, 443–457. Hodonín.
- Mikuláš, R., Pek, I. (1995). Tertiary borings in Devonian limestone rockgrounds from Hranice (northern Moravia, Czech Republic). – Věstník Českého geologického ústavu, 70, 1, 19–26.
- Mikuláš, R., Žitt, J. (2003). The ichnogenus *Gastrochaenolites* and its tracemakers from firmgrounds of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic). – Ichnos 10, 1, 15–23. <https://doi.org/10.1080/10420940390235080>
- Morton, B., Peharda, M., Petrić, M. (2011). Functional morphology of *Rocellaria dubia* (Bivalvia: Gastrochaenidae) with new interpretations of crypt formation and adventitious tube construction, and a discussion of evolution within the family. – Biological Journal of the Linnean Society, 104, 786–804. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.2011.01763.x>
- Nehyba, S., Tomanová Petrová, P., Zágoršek, K. (2008). Sedimentological and palaeoecological records of the evolution of the south-western part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic) during the early Badenian. – Geological Quarterly, 52, 1, 45–60.
- Neumayr, M. (1884). Zur Morphologie des Bivalvenschlosses. – Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften zu Wien, 88, 1, 385–418.
- Noszky, J. (1939). Die Molluskenfauna des Kisceller Tones (Rupelian) us der Umgebung von Budapest. I Teil. Lamellibranchiata. – Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, 32, 19–164.
- Pek, I., Mikuláš, R. (1996). Traces of boring activity of organisms on marlite cobbles at Česká Třebová (Miocene, lower Badenian, Czech Republic). – Věstník Českého geologického ústavu, 71, 3, 285–290.
- Pek, I., Zapletal, J., Janoška, M. (1998). Stopy vrtavé činnosti organismů na spodnobadenských valounech od Čelechovic na Hané. – Zemní plyn a nafta, 43, 1, 153–161.
- Pek, I., Mikuláš, R. (1999). Stopy vrtavé činnosti organismů badenského stáří od Mikulova. – Zemní plyn a nafta, 43, 4, 599–623.

- Pennant, T. (1777). British Zoology - 4 (Crustacea. Mollusca. Testacea). – 156 pp. London.
- Popov, S. V., Voronina, A. A., Goncharova, I. A. (1993). Oligocene–Lower Miocene Stratigraphy and Bivalves of the Eastern Paratethys. – Trudy Paleontologicheskogo instituta, 256, 206 pp. Moskva.
- Procházka, V. J. (1900). Das Ostböhmisches Miocean. – Archiv für die naturwissenschaftliche Landesdurchforschung Böhmens, Geologische Section, 10, 173 pp. Praha.
- Reuss, A. E. (1860). Die marinen Tertiärschichten Böhmens und ihre Versteinerungen. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. – Wien Mathematisch-naturwissenschaftliche Classe. Abteilung 1, 39, 207–285.
- Schultz, O. (1998). Tertiärfossilien Österreichs. – Goldschneck-Verlag, 159 pp. Wien.
- Seitl, L. (1978). Stratigraficky významné druhy měkkýšů lokality Borač. – MS, diplomová práce, Přírodovědecká fakulta J. E. Purkyně. Brno.
- Sieber, R. (1950). Die mittelmiozänen Crassatellidae, Carditidae und Cardiidae des Wiener Beckens. Anzeiger der Österreichische Akademie der Wissenschaften. – Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 11, 304–311.
- Sieber, R. (1955). Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. – Annalen des naturhistorischen Museums in Wien. Serie A, 60, 161–201. Wien.
- Spengler, L. (1783). Lorentz Spenglers Beskrivelse over en nye Slægt af tos – kallede Muskeler, som kan kaldes Gastrochaena, i tre foranderlige Arter, hvoraf hver boer i et forskielligt Ormehus. Nye Samling af det Kongelige Danske Videnskabers Selskabs Skrifter. – 2, 174–183.
- Studencka, B., Gontsharova, I., Popov, S. (1998). The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. – Acta Geologica Polonica, 48, 285–342.
- Toth, G. (1942). Paläobiologische Untersuchungen über die Torton-fauna der Gaadener Bucht. – Palaeobiologica, 7, 496–530.
- Trudgill, S. T., Crabtree, R. W. (1987). Bioerosion of intertidal limestone, co. Clare, Eire – 2: *Hiatella arctica*. – Marine Geology, 74, 99–109.
- Vašíček, M. (1941). Geneze a ráz tortonských sedimentů v okolí Jevíčka. – Zprávy geologického ústavu, 17, 6, 323–334.
- Wilson, M. A., Ozanne, C. R., Palmer, T. J. (1998). Origin and Paleocology of Free-Rolling Oyster Accumulations (Ostreoliths) in the Middle Jurassic of Southwestern Utah, USA. – Palaios, 13, 70–78. <https://doi.org/10.2307/3515282>
- Wolf, H. (1870). Die Stadt Oedenburg und ihre Umgebung. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 20, 1, 15–64.
- Wood, S. V. (1851–1857). A Monograph of the Crag Mollusca with description of shells from the Upper tertiaries of the British Isles - 2 (Bivalves). – 342 pp. London

Editor: Pavla Tomanová Petrová

Doporučená citace článku: Šamánek, J., Mikuláš, R., Doláková N., Hladilová, Š. (2018). Vrtby ichnorodu *Gastrochaenolites* jakožto životní prostor mlžů z lokality Borač-Podolí (karpatská předhlubeň, Česká republika). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 49–57.

PETROFYZIKÁLNÍ CHARAKTERISTIKA SPRAŠE A FOSILNÍ PŮDY V HLINÍKU U LITOVLE

Petrophysical characterization of loess-paleosol sequence from the brickyard in Litovel

Daniel Šimíček✉, Vendula Krulová

Katedra geologie PŘF UP, 17. listopadu 1192/12, 77146 Olomouc

Key words: Upper Moravian Basin, loess, petrophysics, geochemistry, Quaternary

Abstract

Loess-paleosol sequences are an important source of terrestrial paleoclimatic proxy-data. Quaternary loess and loess loam cover the most of surface of the Upper Moravian Basin. Samples from loess-paleosol sequence in vicinity of Litovel town were studied using magnetic susceptibility, spectrophotometry and laser granulometry. Obtained petrophysical data were compared with detailed lithological description of section and geochemical characteristics determined by ED-XRF method. The results contribute to interpretation of paleoclimate in the Upper Moravian Basin during the last glacial.

Section with total thickness of about 5 m is formed by loess in its upper part. This layer covers several soil horizons. It is most probably youngest loess deposit formed during the last glacial maximum. Petrophysical and geochemical data and comparison with nearby sites indicate relatively humid cold tundra conditions with bush-steppe vegetation during deposition of loess. Lithological features, position below youngest loess deposit and petrophysical and geochemical data allow interpretation of soil horizons as PK I. Low values of magnetic susceptibility indicate formation of soil in arctic interstadial conditions with higher humidity compared to interstadial average. Values of magnetic susceptibility of PK I are equal or even lower than in overlying loess which doesn't correspond with usual behaviour of magnetic susceptibility in loess-paleosol sequences in the Czech Republic. It could be explained by formation of soil horizons in cold interstadial climate (low production of oxide/hydroxide of Fe) supplemented by increased humidity and hence, intensive illimerization process (clay migration and Fe-minerals depletion).

Úvod

Spraš lze charakterizovat jako světle žlutohnědý nezvrstvený dokonale vytříbený sediment s průměrnou velikostí zrna 0,02–0,05 mm (Smalley, Vita-Finzi 1968). Spraše jsou tvořeny především křemenem a dále živci a slídkami. Charakteristický je vyšší obsah CaCO_3 , který se často soustřeďuje do konkrecí, tzv. cicvárů (Pye 1995). Vzniká akumulací prachu navátého větrem, který záhy podléhá souboru pedogenních procesů, označovaných jako loesifikace (zesprašnění) a které vedou k rychlému zpevnění eolického materiálu i změně původního minerálního složení (Zeman, Demek 1984; Cílek 2001). Sprašo-půdní komplexy, čili několik sprašových pokryvů nad sebou, oddělených fosilními půdami, představují neocenitelný zdroj informací o změnách kvartérního klimatu v kontinentálním prostředí (Kukla, Cílek 1996). V obdobích příznivých pro pedogenezi jsou spraše vhodným půdotvorným substrátem. Z charakteru spraší a půd je možné odhadnout teplotní, srážkové i jiné vlastnosti klimatu, jako například informace o směru a síle větru (Smith et al. 2002). Sprašo-půdním komplexům na Olomoucku nebyla dosud věnována velká pozornost. Tato studie srovnává petrofyzikální data (magnetická susceptibilita, spektrální fotometrie, laserová granulometrie) s údaji o celkovém chemismu (EDXRF) spraší a fosilní půdy na lokalitě v blízkosti města Litovle. Interpretace získaných proxy-dat přináší informace o klimatických podmínkách v Hornomoravském úvalu a stratigrafii fosilní půdy.

Lokalizace a geologická charakteristika území

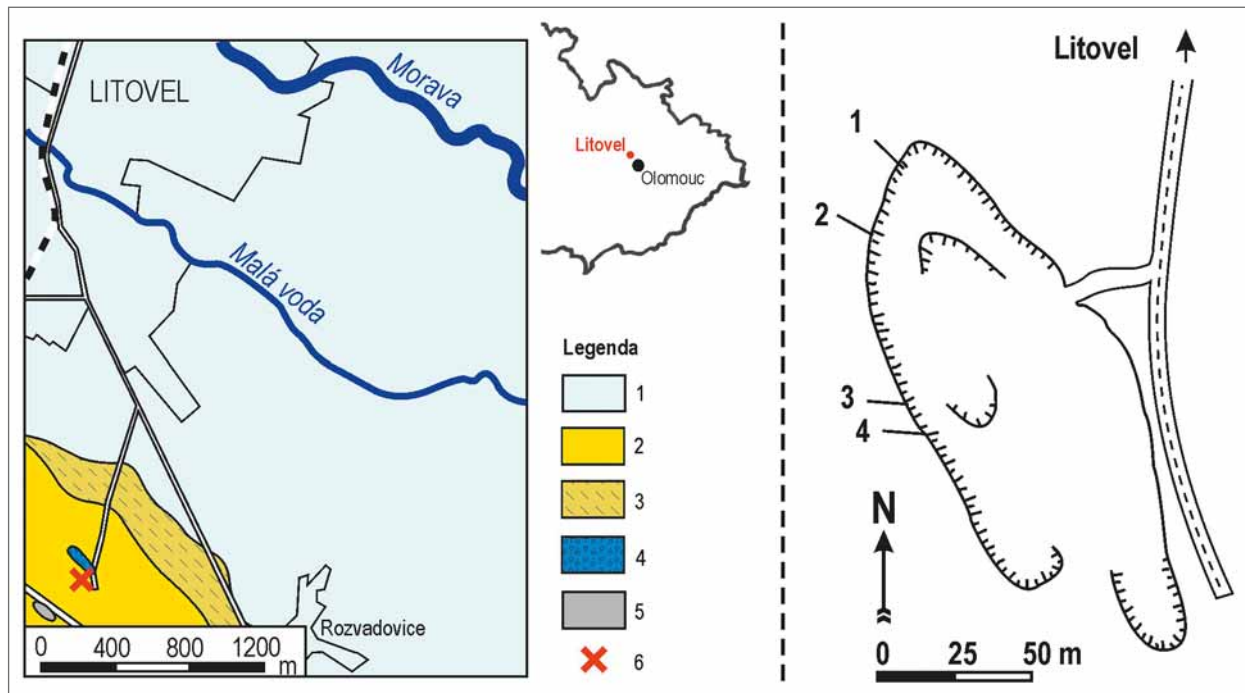
Studovaná lokalita se nachází v s. části Hornomoravského úvalu, poblíž styku Prostějovské pahorkatiny se Středomoravskou nivou (Demek et al. 2006). Výzkum byl proveden v bývalém hliníku (obr. 1), jižně od centra Litovle (GPS souřadnice: N 49°40'42.9" E 17°4'35.4"). Ve východní, cca 6 m vysoké stěně, byly začištěny čtyři dílčí rýhy (obr. 2), které byly následně sloučeny do 480 cm mocného integrovaného profilu (obr. 3). Profil se kryje s místem dřívějšího odběru vzorku na OSL datování. Podle něj je stáří svrchního sprašového pokryvu $21,45 \pm 2,02$ ka BP (Bábek et al. 2018).

Předkvartérní podloží Hornomoravského úvalu zahrnuje předdevonské krystalinikum, devonské platformní i pánevní sedimentární facie, spodnokarbonský flyš, badenské marinní a plio-pleistocenní fluvioakustrinní sedimenty (Barth et al. 1971). Zdaleka největší povrchové rozšíření v Hornomoravském úvalu mají kvartérní sedimenty.

V ose úvalu dominují fluvialní sedimenty řeky Moravy a jejich přítoků, zastoupené nivními sedimenty a šterkopísky říčních teras (Czudek 1997). Stratigraficky nejdůležitější fluvialní terasou v rámci Hornomoravského úvalu je kralická terasa, která leží na starších fluvialních akumulacích (např. brodecká a lukovská terasa) nebo přímo na pliocenních sedimentech. Terasa je tvořena dvěma samostatnými akumulacemi šterkopísků (Růžička 1973), z nichž ta starší je stratigraficky řazena do chladného výkyvu holštejnského interglaciálu a mladší na začátek sálského zalednění (Novák et al. 2017). V okrajových částech Hornomoravského úvalu se můžeme nejčastěji setkat se sprašemi a sprašovými hlínami. Většina je

✉ daniel.simicek@upol.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-58>



Obr. 1: Geologická mapa s polohou lokality a nákres hliníku u Litovle; 1 – nivní sedimenty (holocén); 2 – spraše a sprašové hlíny (pleistocén); 3 – hlinito-písčité až písčito-hlinité svahoviny (pleistocén); 4 – pestré fluvialní a fluvio-lakustrinní sedimenty (plio-pleistocén); 5 – břidlice, prachovce, jemnozrné droby (drahanský kulm, rozstáňské souvrství, visé); 6 – lokalita; 1–4 – pozice dílčích zářezů (viz obr. 2).

Fig. 1: Geological map with localization of the site and sketch of brickyard in Litovel; 1 – fluvial sediments (Holocene); 2 – loess and loess loam (Pleistocene); 3 – colluvial deposits (Pleistocene); 4 – variegated fluvial and fluvio-lacustrine sediments (Pliocene-Pleistocene); 5 – shale, siltstone, fine-grained graywacke (Drahany Culm, Rozstání Formation, Viséan); 6 – site; 1–4 – position of partial sections (see Fig. 2).



Obr. 2: Fotografie z. stěny bývalé těžebny, kde byly začištěny dílčí zářezy (1–4), ze kterých byly odebrány vzorky.

Fig. 2: Photo of western wall of the brickyard. Position of four cuts which were sampled is marked 1–4.

stratigraficky řazena do posledního viselského glaciálu. Jejich detailnější stratigrafické členění však dosud nebylo provedeno a nelze vyloučit i akumulace starší (Czudek 1997). Koluvia jsou ve formě náplavových kuželů přítomna při vyústění řek pramenících v Nížkém Jeseníku a na Drahanské vrchovině do Hornomoravského úvalu (Czudek 1997). Pestré spektrum kvartérních sedimentů doplňují plošně málo rozšířené chemogenní sedimenty, jako jsou travertiny a jezerní almy, popřípadě organické sedimenty (Barth et al. 1971). Na povrchu studovaného profilu je vyvinuta holocenní luvická černozem CEL (Portál ČGS 2017).

Metodika

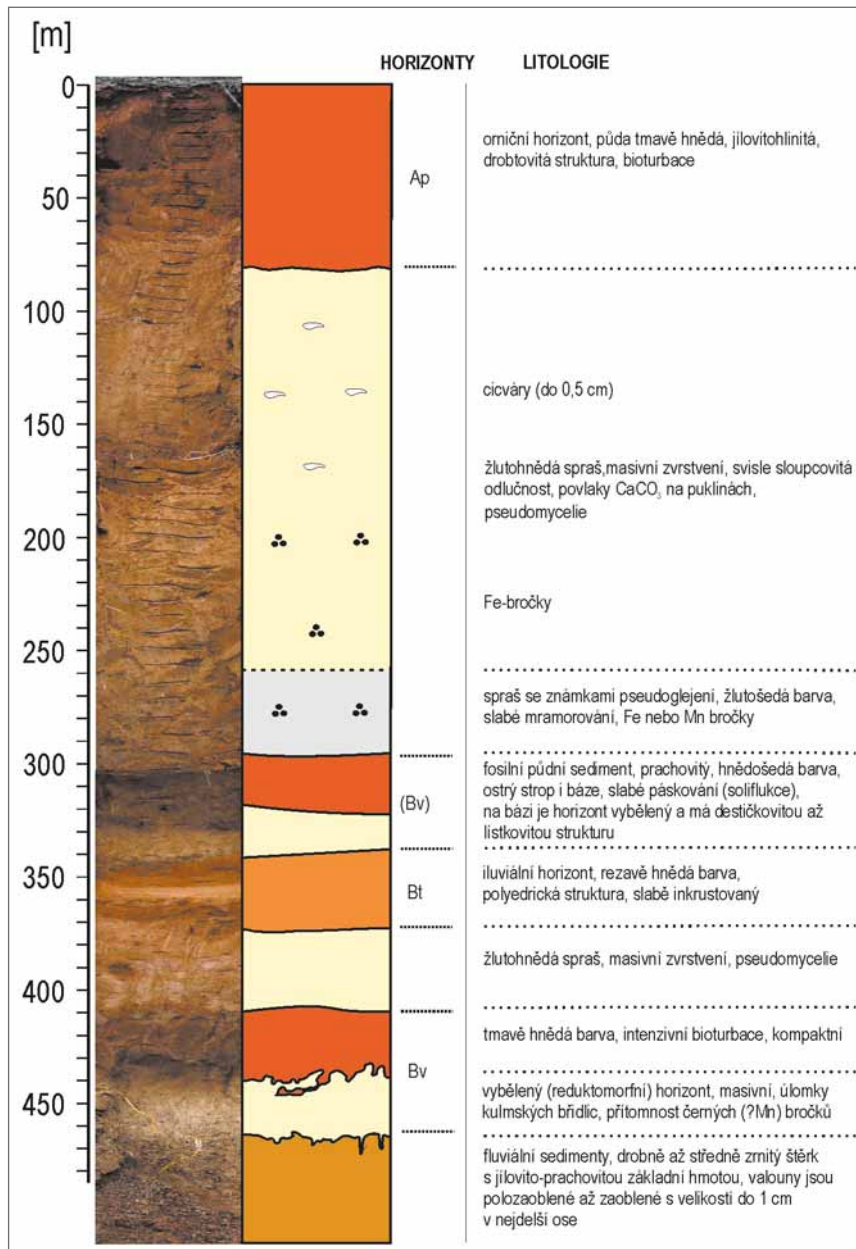
Na lokalitě byl po pečlivém začištění profilu proveden detailní litologický popis. Kusové vzorky, odebrané

kovovou špachtlí v pravidelných 5 cm intervalech, byly v laboratoři Katedry geologie UP v Olomouci vysušeny při teplotě 50 °C po dobu 24 hodin.

Tab. 1: Tabulka kalibračních rovnic a hodnot korelačních koeficientů pro vybrané prvky.

Tab. 1: Table of calibration equations and values of correlation coefficient for selected elements.

prvek	rovnice grafu	hodnota spolehlivosti R
Si	$y = -0,0913x^2 + 6,4012x - 90,849$	0,91
Al	$y = 0,0847x^2 - 0,3165x + 3,0808$	0,97
Fe	$y = 0,1235x^2 + 0,2583x + 1,1443$	0,99
Ca	$y = 1,2224x - 0,1187$	1
K	$y = 0,699x + 0,2367$	0,64
Rb	$y = 1,1766x - 11,779$	0,98
Sr	$y = 0,0031x^2 + 0,1752x + 56,086$	0,99



Obr. 3: Fotodokumentace složeného profilu v z. stěně hliníku a zkršená litologie s popisem základních makroskopických znaků.

Fig. 3: Photodocumentation of integrated section at western wall of the brickyard and lithological sketch with description of basic macroscopic features.

Zrnitostní analýzy byly prováděny na laserovém granulometru Fritsch ANALYSETTE 22 NanoTec. Před měřením byl vzorek o hmotnosti 2 g rozmíchaný v 10 ml 10% HCl kvůli odstranění karbonátů. Magnetická susceptibilita (MS) byla měřena na laboratorním kapamůstku KLY-4S s citlivostí 3×10^{-8} SI. Následně byla MS přepočítána na hmotnostně specifickou magnetickou susceptibilitu (HSMS) [m^3kg^{-1}] pomocí vztahu $\chi = K \times 10/\text{m}/1000$, kde K je magnetická susceptibilita [SI] a m je hmotnost vzorku [g]. Parametry barevnosti práškových vzorků byly stanoveny spektrálním fotometrem SP-62 (XRite Inc., USA), který měří spektrální odraznost ve viditelném světle s krokem 10 nm a hodnoty kolorimetrických parametrů v barevném modelu CIE L*a*b*. Index červenosti [%] byl vypočten podle vztahu $a/b \times 100$, kde a je odraznost

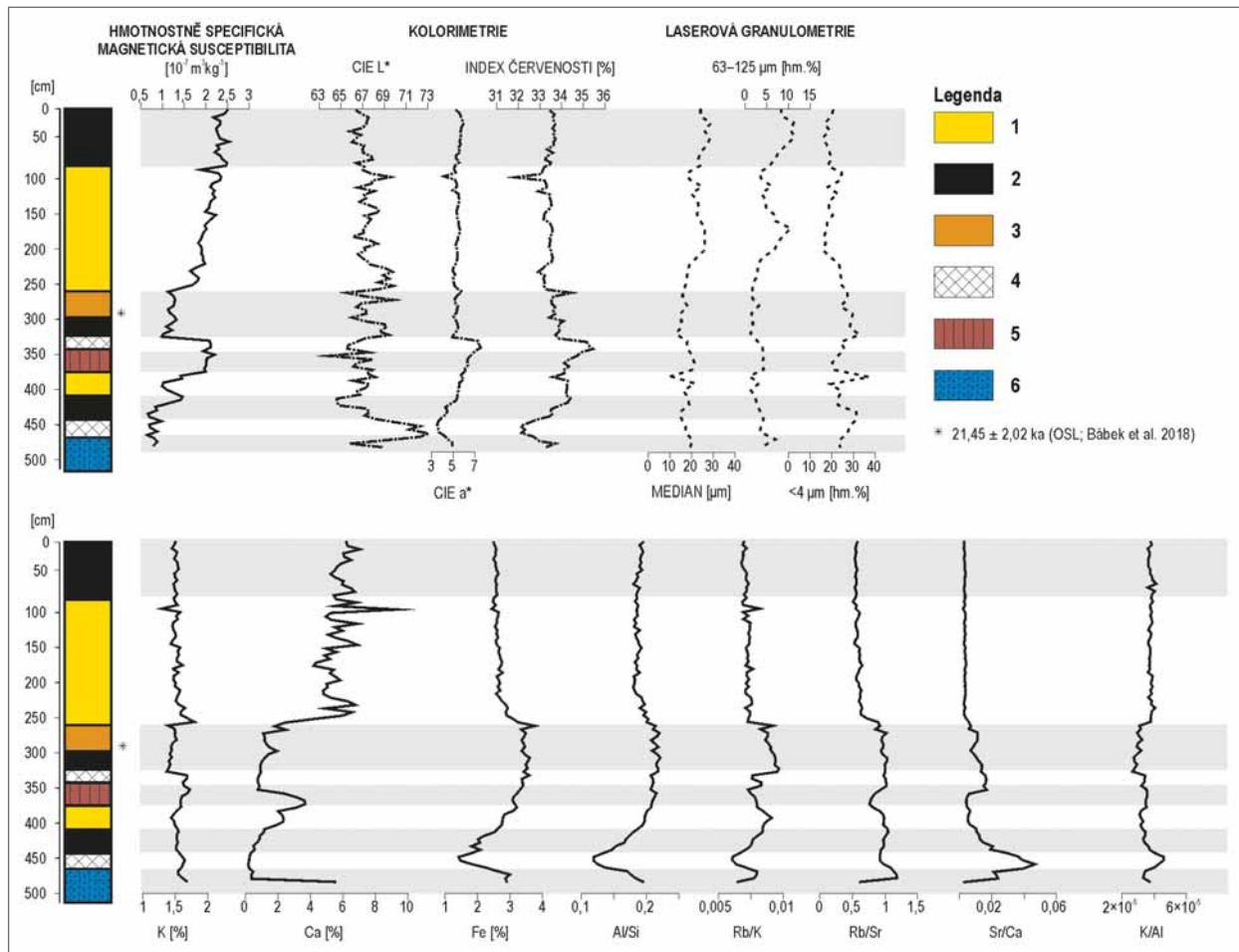
v červeném pásmu (635–700 nm), b je odraznost ve viditelném světle (400–700 nm). Chemické složení vzorků bylo stanoveno energiově-disperzním rentgenovým fluorescenčním (EDXRF) spektrometrem Delta Premium Innov-X. Práškové vzorky v plastových kyvetách o objemu cca 4 cm^3 byly měřeny v modu GEOCHEM po dobu 120 s při urychlovacím napětí 15 a 40 kV. Metodou byly stanoveny prvky: Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, V, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Mo, Pb. Poměry prvků fungují jako zavedená proxy-data, indikující intenzitu zvětrávání a pedogeneze (K/Al, Rb/K, Rb/Sr, Sr/Ca) nebo zrnitostní změny (Al/Si) (Ver Straeten et al. 2011; Clift et al. 2014). EDXRF data byla kalibrována na 10 vzorcích, jejichž duplikáty byly analyzovány také metodou ICP-MS (tab. 1).

Litologický popis a zrnitostní analýza

Na povrchu profilu byla zjištěna holocenní tmavě hnědá jílovitohlinitá půda. Od hloubky cca 80 cm postupně přechází do vrstvy spraší, která sahá až do hloubky 298 cm. V její svrchní části se vyskytují drobné cicváry, které od hloubky 190 cm mizí a začínají se objevovat několikamilimetrové tmavé bročky. Posledních cca 30 cm spraše nese znaky slabého pseudoglejení, projevující se mírně našedlou barvou, mramorováním a hojnými bročkami. Vrstva spraší je ostře oddělena od pedokomplexu,

který se skládá z několika půdních horizontů oddělených cca 30 cm mocnou vrstvou spraše. Svrchní a spodní půdní horizont mají shodně tmavě hnědou barvu. Pod svrchním půdním horizontem byl pozorován rezavě hnědý horizont o mocnosti cca 30 cm. Od hloubky 465 cm pokračuje profil do podloží vrstvou fluviálního jemnozrného štěrku s jílovito-prachovitou matrix. Detailní litologický popis jednotlivých částí profilu je v obrázku 3.

Střední velikost zrna ve vrstvě spraší je $25 \mu\text{m}$. Obsah písčité frakce se pohybuje mezi 1,5 hm. % a 15 hm. % (průměrně 5,6 hm. %) a jílová frakce je zastoupena mezi 17–25 hm. %. Ve srovnání se sprašemi vykazují hnědé horizonty fosilní půdy mírně vyšší obsah jílové frakce a nižší obsah písčité frakce. Zrnitostní distribuce v holocenní



Obr. 4: Srovnání základního litologického popisu profilu Litovel s průběhem křivek HSMS, kolorimetrických, zrnitostních parametrů a vybraných geochemických proxy-dat; 1 – spraš; 2 – půda; 3 – pseudoglejový horizont; 4 – iluviální horizont; 5 – „rezavě hnědý“ horizont; 6 – fluvialní štěrk.

Fig. 4: Comparison of lithological sketch of Litovel section with HSMS curve, colorimetric parameters, grain size data and chosen geochemical proxy-data; 1 – loess; 2 – soil; 3 – stagnosol horizon; 4 – illuvial horizon; 5 – „rusty brown“ horizon; 6 – fluvial gravel.

půdě a rezavě hnědém horizontu fosilní půdy se neliší od spraše (obr. 4).

Hmotnostně specifická magnetická susceptibilita (HSMS)

Hodnoty HSMS se na profilu pohybují v rozsahu od $0,63 \times 10^{-7}$ do $2,55 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Průměrná hodnota je $1,73 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Holocenní půda má hodnoty v úzkém rozmezí $2,16 \times 10^{-7}$ – $2,55 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Průměrná hodnota je mírně vyšší než u sprašů $2,32 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Ve spraších lze pozorovat rozptýlení hodnot od $0,63 \times 10^{-7}$ do $2,49 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$, s průměrem $1,82 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Směrem do nadloží byl ve spraši zaznamenán mírný, ale kontinuální nárůst hodnot HSMS (obr. 4). Hodnoty ve fosilních půdních horizontech se pohybují mezi $0,84 \times 10^{-7}$ až $2,21 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$, s průměrem $1,49 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Štěrk na bázi profilu má hodnoty od $0,63 \times 10^{-7}$ do $0,85 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Průměr je $0,76 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$.

Difusně reflexní spektroskopie ve viditelné oblasti (DRS)

Křivka parametru CIE L* (jas) je rozkolísaná (hodnoty mezi 66 až 69), ale výraznější výkyv (73),

korelovatelný s litologickou změnou je pouze na hranici půdního komplexu a podložních štěrků (obr. 4). Hodnoty parametru CIE a* (červeno-zelená osa) se na profilu pohybují mezi 3 až 7. V holocenní půdě, vrstvě sprašů i svrchní části fosilního pedokomplexu je křivka téměř uniformní. Výraznější výkyvy lze zhruba korelovat s přítomností rezavě hnědého horizontu (obr. 3). Poté se hodnoty parametru do podloží postupně snižují. Hodnoty indexu červenosti poměrně dobře kopírují křivku parametru CIE a*, křivka je pouze více „zubatá“.

Geochemická charakteristika

Průměrný obsah K ve studovaném profilu je 1,6 %. Litologické změny průběh křivky K téměř neovlivňují (obr. 4). Mírný pokles hodnot lze pozorovat v horizontu pseudoglejené spraše a svrchního půdního horizontu fosilního pedokomplexu. Koncentrace Ca ve spraších se pohybují v rozpětí 4,5–6,0 %. Ve fosilním pedokomplexu nepřesahují koncentrace Ca 1 %. Naopak, koncentrace Fe jsou ve spraších poměrně nízké (průměrně 2,4 %), ale ve svrchní části fosilního pedokomplexu narůstají na téměř 4 %. Postupně obsah Fe do podloží opět klesá a na hranici pedokomplexu a štěrku dosahuje svého

minima (1,3 %). Křivka poměru Fe téměř dokonale kopíruje křivku poměru Al/Si. Hodnoty poměru se pohybují mezi 0,12 až 0,23 a sraše se vyznačují nižšími hodnotami než fosilní pedokomplex. Hodnoty poměru Rb/K a Rb/Sr spolu dobře korelují a u obou pozorujeme ve fosilním pedokomplexu obecně vyšší hodnoty než ve sraších. Zvýšení hodnot obou poměrů lze korelovat s rozhraním sraše a pseudoglejená sraše. Snížení v rámci pedokomplexu odpovídá přítomnosti rezavě hnědého horizontu a v případě křivky Rb/K také hranice pedokomplex/šterk. Podobně i v případě poměru Sr/Ca se hodnoty zvyšují na hranici sraše/pseudoglejená sraše. Nejvyšší hodnoty poměru byly zjištěny na rozhraní fosilní pedokomplex/šterk. Křivka poměru K/Al je poměrně uniformní, k mírnému snížení hodnot dochází v pseudoglejeném horizontu sraše a svrchní části fosilního pedokomplexu.

Diskuze

Na povrchu studovaného profilu je vyvinuta holocenní půda. Výsledky korespondují s přítomností luvické černozemě (CEL), pro kterou je typický dobře vyvinutý humusový orníční horizont Ap (Šarapatka 2014), zvýšené hodnoty HSMS a nízké hodnoty CIE L* (cf. Veselská 2015). Geochemicky se holocenní půda neliší od podložní sraše, což bylo pozorováno i na jiných českých a moravských lokalitách (Hošek et al. 2015).

Litologický charakter sraše v Litovli, hodnoty kolorimetrických parametrů i koncentrace Ca odpovídají typické vápnné sraši (Petránek 1963; Lisá 2004; Bábek et al. 2011; Lisá et al. 2014). Makrofosilie nebyly pozorovány na výchozu ani v rozplavených laboratorních vzorcích. Avšak, na základě téměř totožných hodnot HSMS, kolorimetrických parametrů i geochemických proxy-dat lze tento horizont korelovat se 17 km vzdáleným srašovým profilem Hlásnice u Šternberka, kde se hojně vyskytují plži rodu *Pupilla* a *Succinella* (Krulová 2016). Ložek (2001) na základě jejich výskytu interpretuje klima jako chladné tundrové, avšak relativně humidní s výskytem křovinaté stepi. Na bázi srašového pokryvu lze pozorovat makroskopické známky pseudoglejení. Vyznačuje se mírně našedlou barvou, nízkými hodnotami HSMS (Evans, Heller 2001), K/Al a nízkými koncentracemi Ca a vyššími hodnotami koncentrací Fe a vyššími poměry Al/Si a Rb/K (obr. 4). Pseudoglejení mohlo být způsobeno stagnací srážkové vody na méně propustném (jílovou frakcí naboženém) illimerizovaném podložním pedokomplexu (Tomášek 1995; Šarapatka 2014). Fosilní pedokomplex je tvořen několika horizonty. Ve svrchní části se vyskytuje hnědě zbarvený horizont, který byl interpretován jako půdní sediment, vzhledem k ostrému ohraničení vůči okolním vrstvám, nepřítomnosti bioturbace a slabé soliflukci (Antoine et al. 2013). Spodní hnědě zbarvený horizont je nejspíše autochtonní, protože geneticky vychází ze svého podloží. Podle zvýšeného obsahu jílu a nízkého obsahu Ca lze usuzovat na Bv horizonty luvické (cf. Šarapatka 2014). Spodní část půdního sedimentu je silně vybělená, což ukazuje na vyloučení Fe a dalších prvků, které se pak hromadí v níže položeném rezavě hnědém horizontu. Podle barvy, nízkého obsahu

jílu, slabé inkrustace a kompaktní struktury lze tento horizont interpretovat jako iluviální horizont Bt (Šarapatka 2014). Přítomnost těchto dvou horizontů je typická pro hnědozem (sensu Tomášek 1995). Illimerizační proces se v případě Litovle neprojevuje makroskopicky nijak výrazně, což je pro půdní typ hnědozem typické (Šarapatka 2014). Fosilní půdní komplex v Litovli by mohl stratigraficky odpovídat PK I na jiných moravských lokalitách. Hlavním argumentem je OSL datování báze svrchního srašového pokryvu v Litovli do doby cca 21 500 let BP (Bábek et al. 2018). V Dolních Věstonicích byla svrchní část PK I datována radiokarbonově na 26 000–29 000 let BP, což odpovídá teplotně průměrnému interstadiálu denekamp (Frechen et al. 1999). Stejně jako v Litovli je PK I na většině tuzemských lokalit interpretována jako slabě vyvinutá illimerizovaná hnědozem (cf. Antoine et al. 2013; Hošek et al. 2015). Kolorimetrické parametry ve fosilní půdě v Litovli odpovídají hodnotám, které byly naměřeny v PK I v Dolních Věstonicích. Starší pedokomplexy se vyznačují výrazně nižšími hodnotami CIEL (Bábek et al. 2011). Zrnitostně se fosilní půda v Litovli podobá PK I v Zeměměšicích, Dobšicích (Hošek et al. 2015) i Dolních Věstonicích (Antoine et al. 2013), kde se obsah jílu pohybuje mezi 20 až 30 % a obsah velmi jemnozrnné písčité frakce klesá blízko 0%. Na stejných lokalitách je poměr Rb/Sr v PK I jen mírně vyšší než ve sraši a pohybuje se okolo 1 (Hošek et al. 2015), což odpovídá zjištěním v Litovli. Nízké obsahy Ca ve fosilní půdě v Litovli odpovídají dekalifikaci slabě vyvinutých interstadiálních půd (Smolíková 1984). PK I se na většině tuzemských lokalit vyznačuje jen mírnou pozitivní (některé části PK I dokonce žádnou) odezvou v křivkách magnetické susceptibility, na rozdíl od starších pedokomplexů s výraznými pozitivními výchyly (Antoine et al. 2013; Hošek et al. 2015). Hodnoty HSMS ve fosilním pedokomplexu v Litovli jsou srovnatelné (rezavě hnědý horizont I) nebo dokonce nižší (fosilní půdní sediment i půdní horizont Bt) než v nadložním srašovém pokryvu. Tento jev by bylo možné vysvětlit kombinací několika faktorů. Působení chladného boreálního až arktického klimatu (cf. Smolíková 1990) způsobilo zpomalení pedogenetických změn a nižší obsahy oxidi/hydroxidů Fe v PK I v Litovli. Současně, relativně humidní klima, mohlo dále přispět k vyloučení těchto minerálů Fe z půdních horizontů. Hlavní výkyvy v křivce HSMS ve fosilním pedokomplexu (300–400 cm) jsou pravděpodobně způsobeny intenzitou destrukce oxidi/hydroxidů Fe, vyloučením železa a jeho následné krystalizace v podobě jiných minerálů (sulfidy, křemičitany, fosfáty, atd.) v souvislosti s pedogenetickými procesy. Zatímco magnetická susceptibilita kolísá v souvislosti s potenciálním minerálním nosičem Fe v jednotlivých horizontech, samotná koncentrace tohoto prvku v profilu je zřejmě ovlivněna zrnitostí, jak ukazuje podobný vývoj křivek Fe a Al/Si (Sterckeman et al. 2006). Pro přesnější stanovení pedogenetických procesů a přesnější paleoklimatologické interpretace by bylo nezbytné provést detailní mikromorfologický a mineralogický výzkum, případně použít další petrofyzikální metody, např. frekvenčně závislé magnetické susceptibility.

Závěr

Na lokalitě u Litovle byl studován sprašo-půdní komplex ze závěru posledního zalednění. Pod typicky vyvinutou spraši se nachází půdní vrstvy, interpretované na základě petrofyzikálních a geochemických dat jako PK I. Půda pravděpodobně vznikla v chladných, ale relativně humidních interstadiálních podmínkách. Usuzujeme na to z nízkého magnetického signálu, který je ve fosilní půdě dokonce nižší než ve spraši. To neodpovídá běžnému chování magnetické susceptibility ve sprašo-půdních

komplexech v České republice. Možným vysvětlením je snížená produkce oxidi/hydroxidů Fe (hlavní nositelé MS signálu) v chladném klimatu, doplněná navíc jejich destrukcí během illimerizačního procesu.

Poděkování

Tento článek vznikl za podpory projektu IGA_PrF_2017_022. Chtěli bychom také poděkovat dvěma anonymním recenzentům za jejich věcné připomínky.

Literatura

- Antoine, P., Rousseau, D. D., Degeai, J. P., Moine, O., Lagroix, F., Kreutzer, S., Fuchs, M., Hatté, Ch., Gauthier, C., Svoboda, J., Lisá, L. (2013). High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial-Glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). – *Quaternary Science Reviews*, 67, 17–38. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.014>.
- Bábek, O., Chlachula, J., Matys Grygar, T. (2011). Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. – *Quaternary Science Reviews*, 30, 967–979. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.009>.
- Bábek, O., Sedláček, J., Novák, A., Létal, A. (2018). Electrical resistivity imaging of anastomosing river subsurface stratigraphy and possible controls of fluvial style change in a graben-like basin, Czech Republic. – *Geomorphology*, 317, 139–156. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.05.012>.
- Barth, V., Kopečný, V., Panoš, V., Pek, I., Zapletal, J. (1971). Geologické exkurze do Hornomoravského úvalu a okolí. – 96 s. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého. Olomouc.
- Cílek, V. (2001). The loess deposits of the Bohemian Massif: silt provenance, paleometeorology and loessification processes. – *Quaternary International*, 76/77, 123–128. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00096-3](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00096-3).
- Clift, P. D., Wan, S., Blusztajn, J. (2014). Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies. – *Earth-Science Reviews*, 130, 86–102. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.002>.
- Czudek, T. (1997). Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – 213. Sursum. Tišnov.
- Demek, J., Mackovčín, P., Balatka, B., Buček, A., Cibulková, P., Culek, M., Čermák, P., Slavík, P., Vašátko, J. (2006). Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. – 582 s. AOPAK ČR. Brno.
- Evans, M. E., Heller, F. (2001). Magnetism of loess/palaeosol sequences: recent developments. – *Earth-Science Reviews*, 54, 129–144. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00044-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00044-7).
- Frechen, M., Zander, A., Cílek, V., Ložek, V. (1999). Loess chronology of the Last Interglacial/Glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. – *Quaternary Science Reviews*, 18, 1467–1493. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00087-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00087-0).
- Hošek, J., Hambach, U., Lisá, L., Matys Grygar, T., Horáček, I., Meszner, S., Knésl, I. (2015). An integrated rock-magnetic and geochemical approach to loess/paleosol sequences from Bohemia and Moravia (Czech Republic): Implications for the Upper Plesitocene paleoenvironment in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 418, 344–358. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.11.024>.
- Krulová, V. (2016). Petrofyzikální studium sprašových profilů v Hornomoravském úvalu. – MS, bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého. Olomouc.
- Kukla, G., Cílek, V. (1996). Plio-pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 1/2, 171–194. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00040-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00040-2).
- Lisá, L. (2004). Exoscopy of Moravian eolian sediments. – *Bulletin of Geosciences*, 79, 3, 177–182.
- Lisá, L., Hošek, J., Bajer, A., Matys Grygar, T., Vandenberghe, D. (2014). Geoarchaeology of Upper Palaeolithic loess sites located within a transect through Moravian valleys, Czech Republic. – *Quaternary International*, 351, 25–37. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.058>.
- Ložek, V. (2001). Molluscan fauna from the loess series of Bohemia and Moravia. – *Quaternary International*, 76/77, 141–156. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00098-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00098-7).
- Novák, A., Bábek, O., Kapusta, J. (2017). Late Quaternary tectonic switching of siliciclastic provenance in the strike-slip-dominated foreland of the Western Carpathians; Upper Morava Basin, Bohemian Massif. – *Sedimentary Geology*, 355, 58–74. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.005>.
- Petránek, J. (1963). Usazené horniny. – 718 s. Nakladatelství Československé akademie věd. Praha.
- Portál ČGS (2017). Půdní mapa, list 24-22 Olomouc. – Dostupné na: <http://mapy.geology.cz/pudy/>, 27. 10. 2017.
- Pye, K. (1995). The nature, origin and accumulation of loess. – *Quaternary Science Reviews*, 14, 653–667. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00047-X).
- Růžička, M. (1973). Fluvialní sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. – *Sborník geologických věd, Antropozoikum*, A/9, 7–43.
- Smalley, I. J., Vita-Finzi, C. (1968). The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of 'desert' loess. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, 766–774.

- Smith, B. J., Wright, J. S., Whalley, W. B. (2002). Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of "desert loess". – *Earth-Science Reviews*, 59, 1–26. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00066-1](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00066-1).
- Smolíková, L. (1984). On the Development of Pleistocene Soils in Czechoslovakia. – In: Pécsi, M. (ed.): *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*, 33–38, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences. Budapest.
- Smolíková, L. (1990). Problematika paleopedologie, Regionální paleopedologie, Zákonitosti půdního vývoje v kvartéru. – In: Smolíková, L., Kutílek, M., Němeček, J. (eds.): *Pedologie a paleopedologie*, 430–442, Academia. Praha.
- Sterckeman, T., Douay F., Baize, D., Fourrier, H., Proix, N., Schwartz, C., Carigan, J. (2006). Trace element distributions in soil developed in loess deposits from northern France. – *European Journal of Soil Science*, 57, 392–410. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00750.x>.
- Šarapatka, B. (2014). *Pedologie a ochrana půdy*. – 232 s. Univerzita Palackého v Olomouci. Olomouc.
- Tomášek, M. (1995). *Atlas půd České republiky*. – 36 s. Český geologický ústav. Praha.
- Ver Straeten, Ch. A., Brett, C. B., Sageman, B. B. (2011). Mudrock sequence stratigraphy: A multi-proxy (sedimentological, paleobiological and geochemical) approach, Devonian Appalachian Basin. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 304, 57–73.
- Veselská, V. (2015). *Barevné modely a použití kolorimetrických parametrů v půdních profilech*. – MS, bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého. Olomouc.
- Zeman, A., Demek, J. (1984). *Kvartér: geologie a geomorfologie*. – 192 s. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Editor: Martin Ivanov

Doporučená citace článku: Šimíček, D., Krulová, V. (2018). Petrofyzikální charakteristika spraše a fosilní půdy v hliníku u Litovle. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 58–64.

PALEOPROSTŘEDÍ VE SPODNÍM BADENU NA SEVERNÍM OKRAJI BRNA (DIVIŠOVA ČTVRŤ)

Paleoenvironment during the Lower Badenian along the northern margin of Brno city (the Diviš district)

Pavla Tomanová Petrová¹✉, Slavomír Nehyba², Karel Diviš³, Šárka Hladilová⁴,
Růžena Gregorová³, Jan Vít¹, Pavel Hudec⁵

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 68 Brno

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

³ Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno

⁴ Katedra biologie, PdF UP, Purkrabská 2, 771 40 Olomouc

⁵ Moravské naftové doly, Úprkova 6, 695 01 Hodonín

Key words: Lower Badenian, sedimentology, paleoecology, foraminifers, molluscs, heavy minerals, Carpathian Foredeep

Abstract

Lower Badenian sediments were studied on the locality Hvozdíkova at the Diviš district, Brno. There were interpreted 4 lithofacies of Neogene (Lower Badenian) sediments (lithofacies M1, M2, Sl, and Sgl). Occurrence of basal Lower Badenian clastics is connected with existence of coarse-grained delta (foreset). Overlying pelites document pelagic sedimentation of open sea. Garnet dominates in assemblage of heavy translucent minerals.

Rich assemblages of foraminifers, molluscs, spines of echinoids, ostracods and shark fauna were discovered in sediments. Diversified assemblages are dominated by plankton specimens. Species *Orbulina suturalis* Brön., *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow) and *Globigerinoides bisphericus* Todd. indicate the Lower Badenian age.

From the point of view of the shark fauna diversity the locality Hvozdíkova is unique; shark fauna is very rare in Lower Badenian clays, and the genera of *Squaliolus* and *Paraetmopterus* are identified for the first time. Oysters – especially species *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi) – dominate in Lower Badenian sediments. Small gastropods (for example *Cancellaria* sp., ?*Tornus* sp., *Rissoa* sp., *Alvania* sp.) probably represent fossils reworked from shallow littoral area.

Úvod

Během stavby rodinného domu na ulici Hvozdíkova č. p. 7 a výkopu pro plynovod na stejné ulici v Brně-Lesnė, Divišově čtvrti (obr. 1), byly v roce 2016 a 2017 nově odkryty spodnobadenské písky a jíly nasedající na podložní granodiority brněnského masivu, které ze starší mapy Nováka et al. (1991) nebyly znány. Z regionálně geologického hlediska se zájmové území nachází ve strukturně složitě oblasti na rozhraní karpatské předhlubně Západních Karpat a brněnského masivu. Práce předkládá sedimentologické i paleontologické zhodnocení a interpretace nově zastižených sedimentů.

Metodika

Odkrytý profil byl studován klasickými sedimentologickými metodami (např. Walker, James 1992). Sedimentární profil byl zdokumentován, byly vyčleněny litofacie a z několika poloh odebrány vzorky na mikropaleontologické analýzy v celkovém počtu 12 vzorků. Tyto vzorky byly zpracovány standardními postupy v laboratoři Moravského zemského muzea. Vzorky byly nejprve vysušeny, ponořeny do roztoku peroxidu vodíku (1 dl H₂O₂ na 5l vody), plaveny na sítech o velikosti ok 0,063 mm. Reziduum bylo studováno pod mikroskopem, fosílie vybrány a determinovány. Paleontologický materiál

žraločích a rybích zbytků pochází z výplavu o hmotnosti asi 100 kg sedimentu (odebráno z pelitické facie M2). Makro- a mikropaleontologické sběry a dokladové vzorky hornin jsou uloženy v depozitáři MZM v Brně.

Pro analýzu asociací průsvitných těžkých minerálů (PTM) byly ze dvou poloh písků vyseparovány těžké minerály (velikostní frakce 0,063–0,250 mm) za použití netoxické těžké kapaliny (LST) při hustotě 2,88 g.cm⁻³.

Výsledky a interpretace

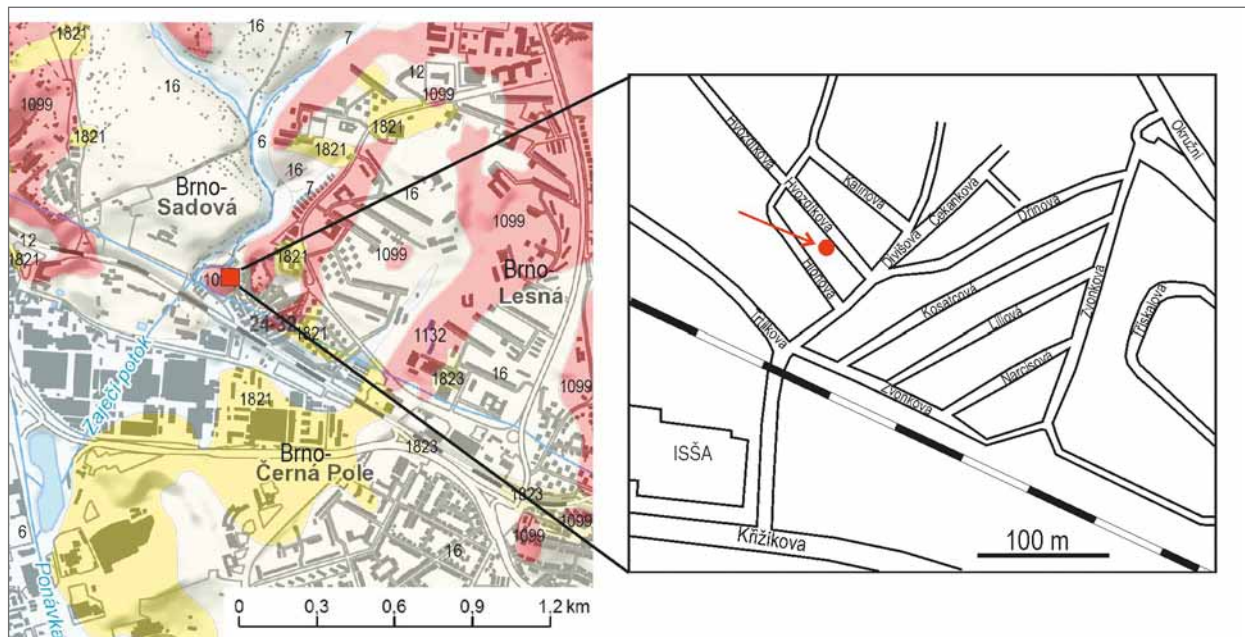
Sedimentologie

V rámci odkryvu byly zjištěny celkem 4 litofacie neogenních spodnobadenských sedimentů (litofacie M1, M2, Sl a Sgl). Popis litofacií a jejich základní interpretace jsou prezentovány v tabulce 1. Sedimentární profil a příklady litofacií jsou představeny na obrázku 2. Vyčleněné litofacie byly na základě prostorového výskytu a geneze spojeny do dvou faciálních asociací (FA). FA1 je tvořena litofaciemi Sl, Sgl a M1, přičemž litofacie Sl výrazně dominuje. FA1 představuje spodní část odkrytého profilu neogenních sedimentů. FA2 se nachází v nadloží FA1 a je tvořena jedinou litofacií M2. Faciální asociace byly využity k interpretaci depozičního prostředí a procesů sedimentace.

Sedimenty FA1 se nachází v nadloží hornin brněnského masivu. Jejich typickým znakem je tzv. šikmé zvrstvení velké škály. Tyto sedimenty jsou v zájmové oblasti obecně označovány jako tzv. „bazální“ spodnobadenská klastika a popisovány jako brněnské písky (Krystek 1974).

✉ pavla.petrova@geology.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-65>



Obr. 1: Situace zájmového území včetně geologické mapy 1 : 50 000 (zdroj www.geology.cz). Legenda: 6 – nivní sedimenty; 7 – splachové sedimenty; 16 – spraše; 1821 – spodnobadenské jíly; 1823 – spodnobadenská klastika; 1099 – granodiority (brněnský masiv); 1132 – porfyrity (brněnský masiv).

Fig. 1: Situation of the locality under study including geological map 1 : 50 000 (www.geology.cz). Explanations: 6 – fluvial sediments; 7 – deluviofluvial sediments; 16 – loesses and loess loams; 1821 – Lower Badenian clays; 1823 – Lower Badenian clastics; 1099 – granodiorites (Brno Massif); 1132 – porphyrites (Brno Massif).

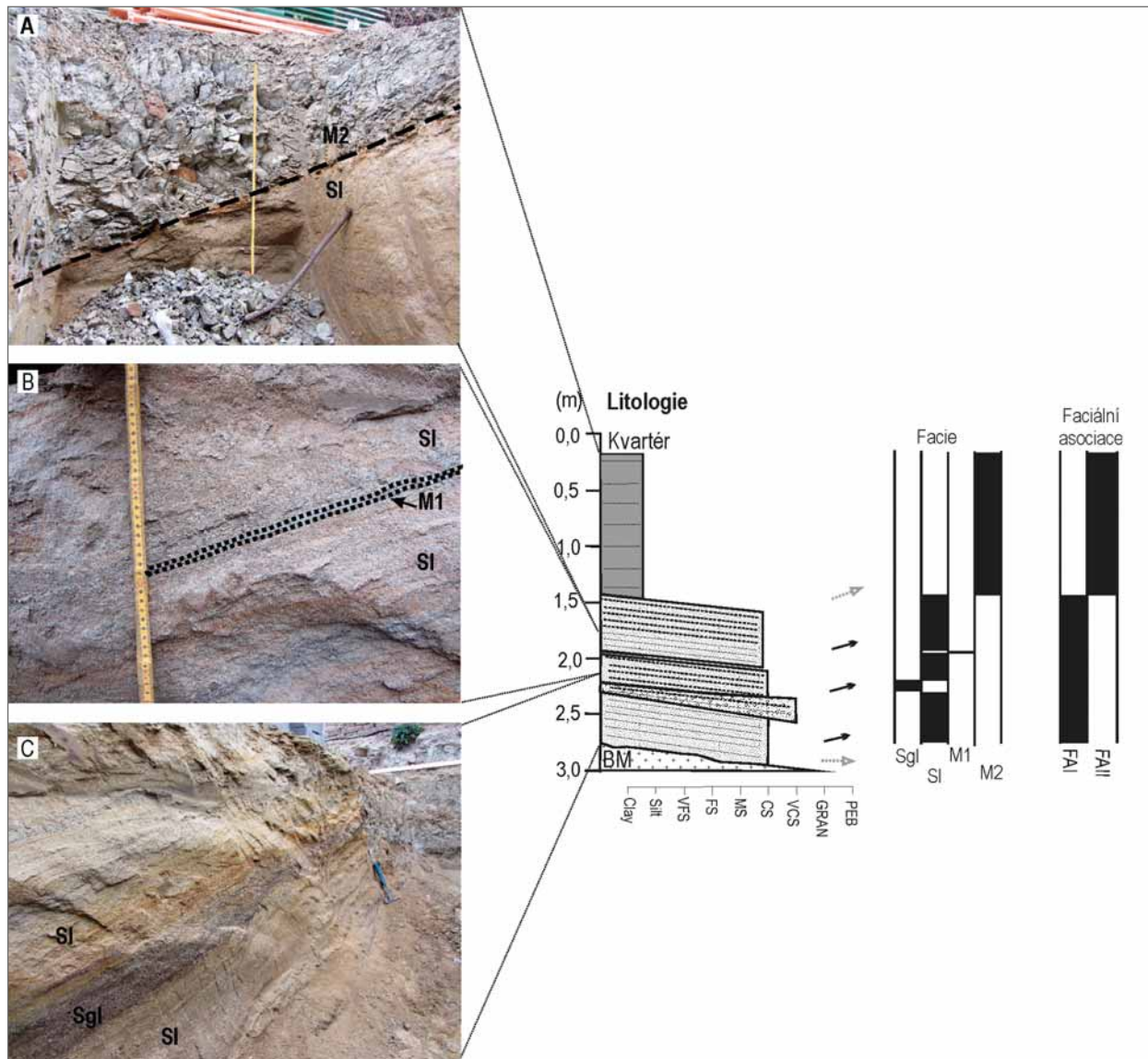
Sedimenty FA1 mají na studované lokalitě nápadně ostrou a ukloněnou bazální plochu. Podložní horniny brněnského masivu se jeví jako relativně slabě zvětřalé a kompaktní, což ukazuje na odstranění starších zvětřalin relativně nedlouho před samotnou sedimentací FA1. Relativní nedostatek hrubších psefitických úlomků hornin brněnského masivu je charakteristickým znakem těchto sedimentů, což může být mimo jiné vysvětlováno intenzivním zvětřáním a erozí (před sedimentací brněnských písků). Bazální plocha má sklon 20° a je ukloněna celkově směrem k V. Šikmé zvrstvení velké škály v rámci FA1, hodnoty jeho úklonu (20–30°) i zjištěné reaktivační plochy, svědčí o sedimentaci z gravitačních proudů (Nemec 1990), konkrétněji především z tzv. řídkých turbiditních proudů („low-density turbidity currents“). Tento typ sedimentace lze na základě srovnání s ostatními lokalitami

brněnských písků spojit se sedimentací v rámci hrubozrné delty (Postma 1990). Na této konkrétní lokalitě se jedná o sedimentaci v rámci svahu delty (foreset) a lze doložit progradaci delty (směr transportu) celkově směrem k SV. Absence sedimentů deltové plošiny a prodelt (topset, bottomset) může ukazovat na sedimentaci ve značně ukloněném reliéfu a lze spekulovat o sedimentárním tělese charakteru kužele („fan delta Gilbertovského typu“). Naprostá převaha sedimentů turbiditních proudů by mohla ukazovat na relativní pokles/nedostatek depozičního prostoru v rámci čela hrubozrné delty a rychlý postup hustých hyperpyknických proudů na svah delty (Gobo et al. 2014). Relativně výrazný sklon jednotlivých těles FA1 (generelně ve shodě se sklonem krystalinického podloží) však této situaci nenasvědčuje. Lze proto spíše očekávat tvorbu hrubozrné delty (spíše části delty) v relativně

Tab. 1: Popis studovaných litofacií s jejich interpretací.

Tab. 1: Description of studied lithofacies and their interpretations.

Symbol	Popis	Interpretace
Sgl	Sytě šedý až tmavě šedý velmi hrubozrný písek až místy štěrkovitý písek, hůře vytrřiděný díky zvýšené přítomnosti proměnlivě zvětřalých poloostrohanných úlomků hornin brněnského masivu (velikost osa A do 5 mm). Planárně paralelní zvrstvení, lineární až mírně konvexní průběh lamin. Typicky rozdíly ve střední i maximální velikosti zrn v rámci jednotlivých poloh (škála cm). Ukloněné mírně klínovité těleso (zaniká na vzdálenost 2,5 m, max. mocnost 15 cm). Úklon vrstevnatosti mezi 20° a 30°.	Trakční sedimentace, sediment „low-density turbidity current“ dle Lowe (1982), hyperpyknický proud?
SI	Světle žlutošedý, žlutohnědý, rezavě smouhovaný hrubozrný, vzácněji středozrný až hrubozrný písek, relativně dobře vytrřiděný. Planárně paralelní zvrstvení, lineární průběh lamin, typicky drobné rozdíly v zrnitosti přilehlých poloh/lamin. Deskovitá tělesa o mocnosti 20–50 cm, občasné konvexní reaktivační plochy. Úklon vrstevnatosti mezi 20° a 30°.	Trakční sedimentace (T ₁ dle Bouma 1962, sediment „low-density turbidity currents“ dle Lowe 1982).
M1	Špinavě zelený až sytě zelený prachovitý jíl, masivní, relativně dobře vytrřiděný (tj. bez přítomnosti hrubší frakce). Erozní relikv (2 cm mocnost × 70 cm délka) v rámci sediment facie SI, úklon tělesa ve shodě s vrstevnatostí (tj. 20° až 30°).	Sedimentace ze suspenze (? T ₂ dle Bouma 1962), případně erozní relikv facie M2.
M2	Špinavě zelený až sytě zelený prachovitý jíl, masivní až slabě zřetelné planární zvrstvení, vápnitý, dobře vytrřiděný (tzv. tégl). Ostrá ukloněná báze (20° až 30°). Deskovité ploše uložené těleso.	Sedimentace ze suspenze, pelagický sediment.



Obr. 2: Sedimentární profil a přehled studovaných litofacií na příkladech z výkopů na ulici Hvozdíkova v Divišově čtvrti.
 Fig. 2: Sedimentological log and examples of studied lithofacies within the outcrops in Hvozdíkova street.

úzkém prostoru (omezeném morfologií podloží), což může být spojeno s časným stavem tvorby delty (i vzhledem k rozsahu a mocnosti brněnských písků v širším okolí zájmového prostoru – tzv. bayhead delta). V rámci omezeného prostoru dominuje role přívalové sedimentace s následnou tvorbou turbiditních proudů na podvodních svazích (Gobo et al. 2015). Studovaná lokalita představuje v rámci tělesa brněnských písků relativně okrajový výskyt ve vyšší nadmořské výšce. Role epizodické sedimentace je v tomto případě zvýrazněna polohou facie Sgl, která obsahuje zvýšenou přítomnost zvětralin brněnského masivu. Výrazné změny v depozičních podmínkách jsou dále doloženy přítomností reaktivačních ploch a především vložkou litofacie M1. Tento erozní relikv odrazí jednak nejspíše období krátkodobého přeložení distribučního koryta delty spojeného s přínosem hruběji klastického materiálu do zájmového prostoru, a také relativně hlubší depoziční prostředí, do kterého delta progradovala (srovnej Jopling 1965; Eilertsen et al. 2011).

Sedimenty FA2, které jsou tvořeny vápnatými jíly litofacie M2, interpretujeme jako marinní spodnobadenské sedimenty, tzv. tégly, které jsou spojovány s pelagickou sedimentací otevřeného moře (Nehyba et al. 2008b). Ostrá hranice spodnobadenských jílu a písků, absence strukturních znaků spojených s vlivem vlnění, výčasu či říční činnosti a lamina pelitu ve svrchních partiích brněnských písků svědčí pro relativně hlubší prostředí, do kterého progradovala tělesa/tělesa brněnských písků. Obdobná situace byla v tomto kontextu popsána v prostoru Brna opakovaně (např. Nehyba et al. 2008a) a bývá tradičně vysvětlována jako doklad rychlého nárůstu hladiny ve spojení se spodnobadenskou transgresí. Vzhledem k výrazné roli reliéfu však může být spojena i s „autigenními“ procesy, tj. lokálním omezením přínosu hrubšího materiálu („opuštění delty“), které mohlo být ovlivněno např. morfologií. Progradace tělesa hrubozrnné delty, mocnosti brněnských písků i jejich následné překrytí spodnobadenskou pelitickou sedimentací lze v širším prostoru dnešního okolí Brna spojit se sedimentací v rámci



Obr. 3: Společenstvo foraminifer z vápničných jííl.
Fig. 3: Assemblage of foraminifers from calcareous clays.

celkového trendu růstu relativní hladiny. Detailnější odlišení systémového traktu ve smyslu sekvenční stratigrafie vyžaduje širší srovnání.

Paleontologie Foraminifera

Písky v těsném nadloží brněnského masivu obsahují ojediněle úlomky ostnů ježovek, zoarií mechovek, rybí zoubky a zkřídovatěle a korodované schránky foraminifer, jejichž četnost směrem do nadloží klesá – v těsném podloží nadložních jííl jsou písky bezfosilní (vz. 1; tab. 2). Obsahují jednak mělkovodní druhy žijící v teplé vodě na okraji pánve [*Elphidium crispum* (L.), *Hanzawaia boueana* (Orb.), *Ammonia viennensis* (Orb.), *A. beccarii* (L.), *A. tepida* (Cush.)], ale také taxony obývající prostředí hlubších chladnějších vod [*Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Nonion commune* (Orb.), *Bolivina antiqua* Orb., *B. dilatata* Rss., *Bulimina buchiana* Orb.].

Společenstvo pocházející z těsného nadloží písků (do 5 cm od báze pelitů), je početně i druhově chudé. Hojněji se vyskytují úlomky ostnů ježovek. Foraminifery jsou zastoupeny planktonem, v jehož rámci se častěji objevuje

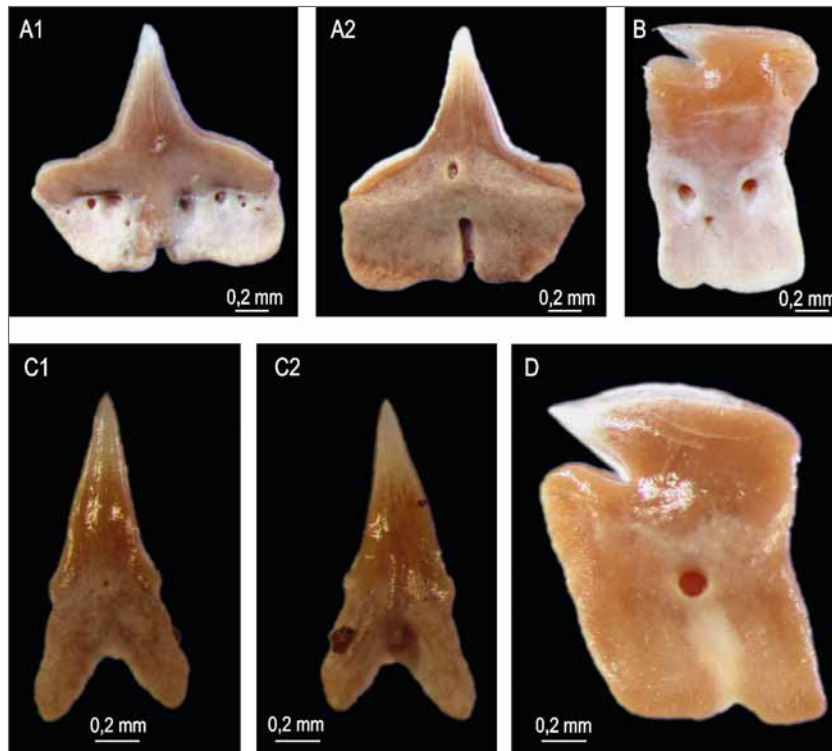
Globigerinoides bisphericus Todd. Bentos je zastoupen druhy *Marginulina hirsuta* Orb., *Bulimina buchiana* Orb., *Uvigerina acuminata* Hos., *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Melonis pompilioides* (Ficht. et Moll), *Pullenia bulloides* (Orb.) a dalšími. Mělkovodní taxony mohly být přineseny sedimenty deltového tělesa do hlubších částí pánve, což dokládá i zachování schránek foraminifer.

Fauna nadložních jííl litofacie M2 je poněkud odlišného charakteru. Je výrazně bohatší jak z hlediska počtu, tak i diverzity společenstev (obr. 3). Výrazně kvantitativně převládají planktonní foraminifery nad bentosními (zastoupení planktonní složky obvykle dosahuje 70–90 %). Z analýzy mikrofauny vyplývá, že se jednalo o poměrně hlubší marinní prostředí s normální salinitou s hloubkou sedimentace cca 200–500 m (srovnej Brzobohatý 1982). Z planktonních druhů lze uvést stratigraficky významné taxony *Orbulina suturalis* Brön., *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow), *Paragloborotalia mayeri* Cush. et El., *Obandyella bykovae* (Ais.), *Globigerinoides bisphericus* Todd., dále časté *Globigerina praebulloides* Blow, *G. bulloides* Orb., *G. tarchanensis* Sub. et Chut. a další. Z vápničtého bentosu nelze opomenout spodnobadenské vůdčí fosilie *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn., *Planularia dentata* (Karr.), *Vaginulinopsis pedum* (Orb.), často se ve společenstvech nalézají např. taxony *Lenticulina inornata* (Orb.), *L. calcar* (L.), *L. cultrata* (Mont.), *L. vortex* (Ficht. et Moll), *L. melvilli* (Cush. et Renz), *Marginulina hirsuta* Orb., *Nodosaria hispida* (Sol.), *Pullenia bulloides* (Orb.), *Bolivina dilatata* (Rss.), *B. antiqua* Orb., *B. hebes* MacFad., *Bulimina elongata* Orb., *B. striata* Orb., *Melonis pompilioides* (Ficht. et Moll), *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Angulogerina esuriensis* Horn., *Uvigerina acuminata* Hos., *Nonion commune* (Orb.), *Cassidulina laevigata* Orb. Nezanedbatelnou složku společenstev představují také aglutinované foraminifery *Martinotiella karreri* (Cush.), *M. communis* (Orb.), *Spirorutilus carinatus* (Orb.), *Sigmoilinita tenuis* (Czjzk.) a další. Bylo pozorováno pouze několik schránek ostrakodů druhu *Henryhowella asperima* (Rss.), vzácně úlomky ostnů ježovek a radiolárie,

Tab. 2: Přehled, pozice a analýzy studovaných vzorků (ÚT – úroveň terénu).

Tab. 2: Summary, position and analyses of studied samples (ÚT – surface level).

vzorek č.	hornina	pozice v rámci stavby	poznámka	foraminifery	rybí zbytky	měkkýši	průsvitné TM
A	jíly	čelní stěna – nad ÚT	pod vzorkem B	X	X		
B	jíly	čelní stěna – nad ÚT	nejmělčí vzorek od povrchu	X	X		
1C	jíly	čelní stěna – nad ÚT	u báze pelitů, v nadloží 2C		X		
2C	jíly	retenční nádrž – pod ÚT	báze pelitů, do 5 cm od báze	X			
D	jíly	sklep – pod ÚT	poloha s měkkýši, nejhlubší vzorek vzhledem k povrchu terénu	X	X	X	
E	jíly	garáž – ÚT	nad vzorkem D	X	X		
F	jíly	plynovod před domem – pod ÚT			X		
G	jíly	šachta pro vodoměr – pod ÚT	v nadloží vzorku D; 1,6 m od povrchu	X	X		
5	jíly	retenční nádrž – pod ÚT		X			
1	písky	retenční nádrž – pod ÚT	pod spodnobadenskými jíly				X
2	písky	retenční nádrž – pod ÚT		X	X		
3	písky	retenční nádrž – pod ÚT		X			
4	písky	retenční nádrž – pod ÚT	u báze s brněnským masivem	X			X



Obr. 4: Žraločí zuby, lokalita Divišova, Brno. A – *Deania* sp., zub horní čelisti, 1: labiální strana, 2: linguální strana; B – *Paraetmopterus* sp., zub spodní čelisti, labiální strana; C – *Squaliolus* sp., přední zub horní čelisti, 1: labiální strana, 2: linguální strana; D – *Squaliolus* sp., zub spodní čelisti, linguální strana.

Fig. 4: Shark's teeth, the locality Divišova, Brno. A – *Deania* sp., tooth of the upper jaw, 1: labial side, 2: lingual side; B – *Paraetmopterus* sp., tooth of lower jaw, labial side; C – *Squaliolus* sp., anterior tooth of the upper jaw, 1: labial side, 2: lingual side; D – *Squaliolus* sp., tooth of the lower jaw, lingual side.

nebyly pozorovány otolity a jehlice hub. V poloze s nálezy měkkýšů (vzorek D) se kromě hlubokovodnějších foraminifer včetně velkých lentikul v podružném množství vyskytovala velmi mělkovodní *Planostegina costata* (Orb.).

Z biostratigrafického hlediska lze společenstvo pocházející z těsné báze pelitické sedimentace na základě četnějšího výskytu druhu *Globigerinoides bisphericus* Todd a absence rodů *Praeorbulina* a *Orbulina* řadit na bázi spodního badenu. Podle některých názorů by s jistou pochybností (malý počet studovaných jedinců) fauna mohla náležet nejsvrchnějšímu karpátu (Berggren et al. 1995; Hohenegger et al. 2014). Bohatá a diverzifikovaná společenstva foraminifer s druhu *Orbulina suturalis* Brön. a *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow) jsou řazena do zóny M5b sensu Berggrena et al. (1995), tedy vyššímu spodnímu badenu.

Selachii a Teleostei

Celkem bylo získáno 12 žraločích zubů, 10 zubů kostnatých ryb a 2 otolity. Tyto zbytky byly zjištěny v pelitické facii (litofacie M2) o celkové mocnosti 5,5 m (obr. 4).

V nejnižším společenstvu pelitické facie s měkkýší faunou (vzorek D) byly identifikovány zuby 2 žraloků *Squaliolus* sp. a *Deania* sp. a vzácně dentinová šupina (*Selachii* gen. indet.). Z kostnatých ryb se ve vzorku nacházel 1 otolit druhu *Benthoosema fitchi* Brzobohaty et Schultzt, 1978 a zuby zástupců čeledi Trichiuridae.

Společenstvo v nadloží obsahuje podobnou faunu: *Deania* sp., *Paraetmopterus* sp., *Squaliolus* sp., jeden zub *Squaliformes* gen. indet. a dentinovou šupinu (*Selachii* gen. indet.). Z kostnatých ryb se objevují opět především zuby zástupců z čeledi Trichiuridae a jeden otolit druhu *Benthoosema fitchi* Brzobohaty et Schultzt, 1978.

Z paleoekologického hlediska patří všechny taxony žraloků a kostnatých ryb k hlubokovodním druhům. Recentní druh *Deania calcea* (Lowe 1839) obývá zóny v blízkosti dna v hloubkách od 60 do 1 490 m, obvykle žije v hloubkách 400–1 490 m (Cox, Francis 1997) a Springer (1990). Recentní druh *Squaliolus laticaudus* Smith et Radcliffe, 1912 je řazen mezi batypelagické oceánodromní druhy žijící v hloubkách od 200 do 1 200 m (Reiner 1996; Riede 2004). Recentní zástupce čeledi Etmopteridae *Etmopterus spinax* (Linnaeus, 1758) je batydemerzální, pohybující se v hloubkách 200–2 490 m, obvykle v hloubce 200–500 m (Jones et al. 2003). Zástupci čeledi Trichiuridae žijí převážně bentopelagicky v hloubkách pod 200 m. Rod *Benthoosema* z čeledi

Myctophidae preferuje hloubky od 300 do 850 m (Brzobohaty 1997). Zastoupené taxony žraloků a kostnatých ryb představují hlubokovodní prvky a indikují hloubky pod 200 m s přesahem až do hloubek 1 000 m. Hlubokovodní prostředí pod 400 m potvrzuje analýza podobné otolitové fauny v jílech v nedaleké bývalé cihelně v Brně-Králově poli (Brzobohaty 1982 a 1997). Žraločí fauna ve spodnobadenských jílech na Moravě je velmi vzácná a převažují otolity (Brzobohaty – ústní sdělení). Z hlediska diversity žraločí fauny lokalita Hvozdkova významně rozšířila počet zaznamenaných taxonů. Kromě rodu *Deania* sp., který byl identifikován v miocenních sedimentech na ulici Kopečná v Brně (Bubík et al. 2005), byly na Moravě vůbec poprvé zaznamenány rody *Squaliolus* a *Paraetmopterus*. Tyto rody byly prozatím popsány z oblasti Karpat pouze ze spodního miocénu (svrchní burdigal) vídeňské pánve na slovenské lokalitě Cerová-Lieskové (Underwood, Schlögl 2013).

Mollusca

Relativně hojnější schránky měkkýšů pocházejí ze vzorku D (výplav z pelitů) z hloubky 3,5 m od povrchu terénu. Asociace obsahovala větší počet úlomků misek mlžů (většinou blíže neurčitelných ústřic) a další neurčitelné fragmenty (? svjonožci). Na 4 fragmentech misek mlžů byla pozorována zoaria mechovek (? *Disporella* sp.). Asociaci doplňovala větší akumulace ostnů a destiček



Obr. 5: Fragmentovaná miska ústřice druhu *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi, 1814) ve vápnitých jílech spodního badenu. Autor M. Bouška.

Fig. 5: Fragmented test of oyster *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi, 1814) in calcareous Lower Badenian clays. Author M. Bouška.

ježovky/ježovek, 12 vnitřních jader malých gastropodů (vesměs zřetelně tlakově deformovaných!) – *Cancellaria* sp., *Tornus* sp., *Rissoa* sp., *Alvania* sp. a 1 fragment ulity gastropoda *Sinum* sp. (cf. *striatum*).

Tato poměrně heterogenní asociace bezobratlých indikuje spíše mělkovodní, dobře prokysličené mořské prostředí (fragmenty ježovek potvrzují normální salinitu). Zjištěné druhy drobných gastropodů obývají většinou mělké příbřežní zóny moře s porosty řas a „podmořskými loukami“. Zástupci čeledi Cancellariidae se zahrabávají do sedimentů mořského dna od sublitorálu až po batyál v teplých až tropických mořích a živí se zejména rostlinnou potravou (Dance 2006). Čeď Adeorbidae (rod *Tornus*) žije v porostech mořských trav nebo v mělké vodě v tropických a subtropických pásmech, samotný rod *Tornus* někdy v hrubozrnném substrátu tvořeném drtí schránek (de Bruyne 2004). Rody *Rissoa* a *Alvania* se hojně vyskytují rovněž v porostech mořských řas a trav, ale i pod kameny, v dobře prokysličené příbřežní zóně v hloubkách do 20 m, kde se živí hlavně řasami; jsou euryhalinní. Některé druhy těchto rodů obývají i prostředí sublitorálu, jiné sestupují až do batyálu (Tatišvili et al. 1968; Hayward et al. 2006). Ontogenetický vývoj čeledi Rissoidae zahrnuje volně plovoucí larvální stadium, což napomáhá značnému prostorovému šíření druhů a umožňuje jejich populacím masivně osidlovat dočasné a extrémní biotopy („r-strategie“) sensu Kowalke, Harzhauser (2004). Různé druhy rodu *Sinum* obývají vesměs písčité dno litorálu až sublitorálu do hloubek 25–200 m (de Bruyne 2004). Mělkomořským měkkýšům z paleoekologického hlediska odpovídá výskyt foraminifer rodu *Planostegina*.

Osm vzorků se schránkami měkkýšů pocházelo přímo z vápnitých jílu litofacie M2 (stratigrafická úroveň vzorku D) – viz obrázek 5. V šesti z nich bylo zjištěno celkem 16 vesměs fragmentovaných misek ústřice druhu *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi, 1814), dva zbývající vzorky poskytly 2 neúplná vnitřní jádra mlže s nepatrnými fragmenty misek určitelné jako *Dosinia* cf. *lupinus* (Linnaeus, 1758), resp. *?Dosinia* sp. Nalezené druhy mlžů indikují dobře provzdušněné marinní prostředí

s normální salinitou a relativně vyšší hloubkou, což je plně v souladu s interpretacemi založenými na studiu mikrofauny.

Zástupci rodu *Neopycnodonte* jsou typičtí filtrátoři, živí se rostlinným a živočišným detritem nebo planktonem. *Neopycnodonte cochlear*, jediný žijící zástupce rodu, je přísně stenohalinní, žije v hloubkách 27–1 500 m, v teplotě 4–12 °C (Záruba 1996). Vyskytuje se hlavně ve slinitých a jílovitých sedimentech (Friedberg 1934–1936; Studencka 1986).

Mlži rodu *Dosinia* se zahrabávají do substrátu (písek, jíl podle de Bruyne 2004; Bagdasarjan et al. 1966). Živí se organickým detritem, řasami, bakteriemi a jinými mikroorganismy. Běžně se vyskytují v litorálu a sublitorálu, preferují hloubky pod zónou přílivu a odlivu. Žijí v teplých, dobře provzdušněných mořských vodách s normální salinitou, jsou však schopni tolerovat i její mírné snížení (Bagdasarjan et al. 1966).

Z tafonomického hlediska existují mezi vzorkem D (výplav) a ostatními studovanými vzorky nápadné rozdíly ve způsobu zachování měkkýšů, část vnitřních jader z výplavu je navíc tlakově deformována. Rovněž paleoekologické nároky jednotlivých nalezených druhů se navzájem liší. Je tedy vysoce pravděpodobné, že alespoň část fauny z výplavu (vzorek D) reprezentuje mělkovodní elementy, které byly redeponovány do hlubokovodnějšího prostředí.

Vzhledem k malému počtu jedinců a k jejich špatnému zachování, které umožňuje vesměs pouze přibližné rodové zařazení, nelze asociaci měkkýšů z Divišovy čtvrti využít pro přesnější stratigrafické interpretace (jednotlivé rody a druhy mají obecně široké rozpětí výskytu v rámci neogénu).

Srovnání nálezů měkkýšů z Divišovy čtvrti s měkkýši zjištěnými na ulici Kopečná v Brně (Bubík et al. 2005) prokazuje, že v Divišově čtvrti je asociace výrazně chudší, a to jak co do počtu druhů, tak co do počtu jedinců. Obě lokality poskytly relativně hojně exempláře *Neopycnodonte navicularis*, z drobných gastropodů je společný pouze taxon *Alvania* sp. Na obou lokalitách byly pozorovány tafonomické rozdíly v zachování jednotlivých měkkýšů včetně tlakových deformací vnitřních jader, proto nelze vyloučit, že přinejmenším část fauny byla redeponována.

Průsvitné těžké minerály

V asociaci PTM z lokality Divišova čtvrti byly v obou vzorcích (č. 1 a č. 4) zjištěny velmi podobné výsledky, kde je dominantním minerálem granát, který je reprezentován více než 80% podílem (80,47% a 81,25%). Ostatní minerály jsou zastoupeny pouze akcesoricky v množství nepřesahujícím 5%. Ve vzorku č. 4 (bazální části profilu) jsou více zastoupeny minerály skupiny epidotu (4,73%), amfibolu (4,14%) a ještě k nim přistupuje kyanit (3,55%). Ve vzorku č. 1 (při hranici s pelity) je podíl výše uvedených akcesorií nižší a dominantnějšími jsou apatit (3,13%), staurolit (3,65%) a glaukonit (3,13%).

Analýza asociací průsvitných těžkých minerálů (PTM) se v prostředí karpatské předhlubně často používá jako pomocná stratigrafická metoda, díky které bývají

s úspěchem členěny sedimenty neogénu (Krystek 1981). Pro sedimenty spodního miocénu (eggenburg–ottang) jsou typické nízké obsahy granátu a většinou poměrně vysoké obsahy staurolitu a kyanitu, případně zirkonu, zatímco od hranice ottang/karpat je patrná změna asociace PTM projevující se dominancí granátu, která je vysvětlována ukončením snosu zvětralin a sedimentů křídového stáří, tzv. sladkovodního cenomanu, a výzvihem z. okraje pánve.

Více než 80% zastoupení minerálů skupiny granátu naznačuje předpoklad o stratigrafickém řazení sedimentů do karpatu nebo badenu, což potvrzují i výsledky mikropaleontologických analýz, které tyto sedimenty řadí do spodního badenu. Detailnější výzkum geochemie minerálů za účelem zjištění provenience prováděn nebyl, ale ze známých skutečností o obsazích minerálů v horninách širšího okolí je možné si udělat částečnou představu o zdroji a transportu sedimentů. 80% zastoupení granátu naznačuje, že hlavními zdroji jsou především svorové horniny svratecké klenby a svrateckého krystalinika. Podíl minerálů typických pro sedimenty sladkovodního cenomanu, které se později staly součástí sedimentů ottangu (kyanitu, staurolitu, turmalinu a rutilu), je velmi nízký. Dá se tedy předpokládat, že sedimenty ottangu, v rozšíření tak jak je známe dnes, byly překryty nejspíše sedimenty karpatu a v sedimentaci se neuplatnily. Vyšší podíl minerálů skupiny epidotu a amfibolu v bazálním vzorku č. 4 je v dobrém souladu s vlivem hornin brněnského masivu, které se nacházejí v podloží a jsou v nich běžně zastoupeny.

Závěr

Na lokalitě Hvozdíkova v Divišově čtvrti byly zjištěny celkem 4 litofacie neogenních spodnobadenských sedimentů (litofacie M1, M2, S1 a Sgl). Výskyt bazálních spodnobadenských klastik je spojen s existencí hrubozrnné

delty, resp. svahu delty (foreset). Nadložní pelity dokládají pelagickou sedimentací otevřeného moře. Z hlediska zastoupení PTM dominuje v sedimentech granát.

V sedimentech byla interpretována bohatá společenstva tvořená zejména foraminiferami, měkkýši, žraločí faunou, ostny ježovek, příp. ostrakody. V diverzifikovaných společenstvech foraminifer dominují planktonní druhy s *Orbulina suturalis* Brön., *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow) a *Globigerinoides bisphericus* Todd., které řadí sedimenty do spodního badenu. Z hlediska diverzity žraločí fauny lokalita Hvozdíkova významně rozšířila počet zaznamenaných taxonů v jílech na Moravě, neboť žraločí fauna ve spodnobadenských jílech je zde jinak velmi vzácná. Poprvé byly zaznamenány rody *Squaliolus* a *Paraetmopterus*. Zastoupené taxony žraloků a kostnatých ryb představují hlubokovodní prvky a indikují hloubky pod 200 m s přesahem až do hloubek 1 000 m. Mezi měkkýši dominují ústřice, zejména druh *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi). Drobní gastropodi (např. *Cancellaria* sp., *Tornus* sp., *Rissoa* sp., *Alvania* sp.) představují patrně redepozice z mělčí příbřežní zóny.

Poděkování

Príspevek byl zpracován v rámci institucionální podpory MK 00009486201, za finanční podpory interních projektů České geologické služby číslo 328200 („Tisk geologických a aplikovaných map“), 322300 („Publikační zhodnocení vrtných, geofyzikálních a geochemických dat z projektu Rebalance zásob podzemních vod“) a 321180 („Základní geologické mapování“) a projektu CETPO (CZ.1.07/2.3.00/20.0166). Dík patří rovněž editorovi Davidu Buriánkovi a recenzentům Nele Dolákové a Jitce Kopecké. Autoři děkují taktéž Henrimu Cappetovi za pomoc při determinaci žraločích zubů, Heleně Gilíkové za pomoc při odběru vzorků a Rostislavu Brzobohatému za determinaci otolitů.

Literatura

- Bagdasarjan, K. G., Tatišvili, K. G., Kazachašvili, Z. R., Muschelišvili, L. V. et al. (1966). Spravočnik po ekologii morskich dvustvorok. – Nauka, 71–79. Moskva.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III., Aubry, M.-P. (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – SEPM (Society of Sedimentary Geology), SEPM Special Publication 54, 129–212.
- Bouma, A. H. (1962). Sedimentology of Some Flysh Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. – Elsevier, Amsterdam.
- Brzobohatý, R. (1982). Rybí fauna spodnobadenských vápňitých jílu v Brně–Králově Poli a její paleogeografický význam. – Časopis Moravského muzea, LXVII, vědy přírodní, 57–64.
- Brzobohatý, R. (1997). Paleobathymetrie spodního badenu karpatské předhlubně na Moravě z pohledu otolitových faun. Sborník „Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí“, 37–45. Brno.
- Bubík, M., Petrová, P., Brzobohatý, R., Hladilová, Š., Mikuláš, R. (2005). Sedimenty karpatu a spodního badenu na ulici Kopečná v Brně. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2004, 12, 20–24.
- Cox, G., Francis, M. (1997). Sharks and rays of New Zealand. – Canterbury University Press, University of Canterbury. 68 pp.
- Dance, S. P. (2006). Ulity a lastury. – Knižní klub, 1–256. Praha.
- De Bruyne, R. H. (2004). Encyklopedie ulit a lastur. – Rebo Productions, 1–336.
- Eilertsen, R. S., Corner, G. D., Aasheim, O., Hansen, L. (2011). Facies characteristics and architecture related to palaeodepth of Holocene fjord–delta sediments. – Sedimentology, 58, 7, 1784–1809.
- Friedberg, W. (1934–1936). Mięczaki mioceńskie Ziemi Polskich. II. Malże. – Polskie Towarzystwo Geologiczne, 1–284, Atlas. Krakow.
- Gobo, K., Ghinassi, M., Nemeč, W., Sjuršen, E. (2014). Development of an incised valley-fill at an evolving rift margin: Pleistocene eustasy and tectonics on the southern side of the Gulf of Corinth, Greece. – Sedimentology, 61, 4, 1086–1119.

- Gobo, K., Ghinassi, M., Nemeč, W. (2015). Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: Delta-brink morphodynamics and related foreset facies. – *Sedimentology*, 62, 1923–1949.
- Hayward, P., Nelson-Smith, T., Shields, Ch. (2006). Živočišné a rostliny evropského pobřeží. – Svojtka&Co. 1–352. Praha.
- Hohenegger, J., Coric, S., Wagerich, M. (2014). Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys. – *Geologica Carpathica*, 65, 1, 55–66.
- Jones, E. G., Tselepidis, A., Bagley, P. M., Collins, M. A., Priede, I. G. (2003). Bathymetric distribution of some benthic and benthopelagic species attracted to baited cameras and traps in the deep eastern Mediterranean. – *Marine ecology progress series*, 251, 75–80.
- Jopling, A. V. (1965). Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 4, 777–791.
- Kowalke, T., Harzhauser, M. (2004). Early ontogeny and palaeoecology of the Mid-Miocene rissoid gastropods of the Central Paratethys. – *Acta Palaeontologica Polonica*, 49, 1, 111–134.
- Krystek, I. (1974). Výsledky sedimentologického výzkumu sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni (na Moravě). – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkyniae Brunensis, Geologia*, XV, 8, 1–32.
- Krystek, I. (1981). Použití výzkumu společenstev těžkých minerálů v sedimentárních komplexech. – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkyniae Brunensis, Geologia*, 22, 3, 101–107.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *Journal of Sedimentary Research*, 52, 279–297.
- Nehyba, S., Kirchner, K., Mackovčín, P., Demek, J. (2008a). Sedimentárně-petrografické studium neogenních a pleistocenních sedimentů v oblasti Brno-Švédské šance. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2007*, XV, 1, 31–35.
- Nehyba, S., Tomanová Petrová, P., Zagoršek, K. (2008b). Sedimentological and palaeoecological records of the evolution of the south-western part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic) during the Early Badenian. – *Geological Quarterly*, Warszawa, 52, 1, 45–60.
- Nemeč, W. (1990). Aspects of sediment movement on steep delta slopes. – In: Colella, A. – Prior, D. B. (eds): *Coarse-Grained Deltas. – Special Publication of International Association of Sedimentologists*, 10, 29–73. Oxford.
- Novák, Z., Dvořák, J., Havlíček, P., Musil, R., Nekovářík, Č., Jaroš, J. (1991). Geologická mapa ČR, List 24-32 Brno. ÚÚG. Praha.
- Postma, G. (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. – In: Colella, A. – Prior, D. B. (eds): *Coarse-Grained Deltas. – Special Publication of International Association of Sedimentologists*, 10, 13–27.
- Reiner, F. (1996). *Catálogo dos peixes do arquipélago de Cabo Verde. – Publicações avulsas Instituto Portugues de Investigação Marítima*, 2, 339 pp.
- Riede, K., 2004. Global register of migratory species - from global to regional scales. Final Report of the R&D-Projekt 808 05 081. – Federal Agency for Nature Conservation, Bonn, Germany. 329 pp.
- Springer, S. (1990). Squalidae. 7–19. In: Quero, J. C., Hureau, J. C., Karrer, C., Post, A., Saldanha, L. (eds). Check-list of the fishes of the eastern tropical Atlantic (CLOFETA). – JNICT, Lisbon; SEI, Paris; and UNESCO, Paris. Vol. 1.
- Studencka, B. (1986). Bivalves from the Badenian Middle Miocene marine sandy facies of Southern Poland. – *Palaeontologia Polonica*, 47, 3–128.
- Tatišvili, K. G., Bagdasarjan, K. G., Kazachašvili, Z. R. (1968). *Spravočnik po ekologiji morskich brjuchonogich. – Nauka*, 54–55. Moskva.
- Underwood, C. J., Schlögl, J. (2013). Deep-water chondrichthyans from the Early Miocene of the Vienna Basin (Central Paratethys, Slovakia). – *Acta Palaeontologica Polonica* 58 (3): 487–509.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). Facies Models. Response to sea level changes. – *Geological Association of Canada*, 1–380. Toronto.
- Záruba, B. (1996). Ústřice. Katalog rodových a podrodových taxonů podřádu Ostreina (Bivalvia). – *Vesmír, Národní Muzeum v Praze*, 1–64. Praha.

Editor: David Buriánek

Doporučená citace článku: Tomanová Petrová, P., Nehyba, S., Diviš, K., Hladilová Š., Gregorová R., Vít, J., Hudec, P. (2018). *Paleoprostředí ve spodním badenu na severním okraji Brna (Divišova čtvrt)*. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 65–72.

PESTRÉ SEDIMENTY OTTNANGU V BRNĚ-KOHOUTOVICÍCH

Ottנגian variegated sediments in Brno-Kohoutovice

Pavla Tomanová Petrová¹✉, David Buriánek¹, Karel Kirchner², Oldřich Krejčí¹, František Laufek¹, Slavomír Nehyba³, Jiří Otava¹¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno² Ústav geoniky AV ČR, v. v. i., Drobného 28, 602 00 Brno³ Ústav geologických věd, PřF Masarykovy Univerzity, Kotlářská 2, 611 37 Brno**Key words:** Ottנגian, Carpathian Foredeep, petrography, X-ray diffraction analysis (XRD analysis), whole rock geochemistry, Foraminifera, palaeogeography, heavy minerals**Abstract**

The reddish coloured sediment layers (up to 5 m thick) were found within building pit in the Brno-Kohoutovice on the Libušina třída Avenue (NW part of Brno). These sediments were assigned to the Ottנגian based on characteristic pseudoassociation of microfossils. Smectite or illite/smectite dominates over kaolinite among the clay minerals. Minerals typomorphic for granitoids of the Brno Massif, i.e. epidote, amphibole and altered titanite, absolutely dominate (99 mod. %) within the assemblage of translucent heavy fraction. Minerals like garnet and staurolite which are typical for the Ottנגian sediments in this region, are presented only in accessory amount. The chemical composition of the studied sediments is located between the chemical composition of granodiorites of the Brno Massif and Neogene clays. Relatively high content of Zr, Hf and HREE, which is interpreted as result of presence of very fine grained zircon in studied sediments, is characteristic. High content of SiO₂ and comparatively low contents of Al₂O₃ and Fe₂O₃ indicates non-lateritic type of weathering. The chemical composition of studied sediments reflects semiarid to humid paleoclimate that the granitoids of the Brno Massif as parent rock have undergone.

Úvod

Během výkopových prací pro garážový dům a dům s obchodními plochami v Brně-Kohoutovicích na Libušině třídě (obr. 1) byla vyhloubena jáma o rozměrech 50 × 36 m obr. 2. Byl v ní zastižen a zdokumentován (dokumentační bod č. BP374 v databázi dok. bodů České geologické služby (ČGS), souřadnice JTSK: N 49° 11'45,2368" E 16° 31'57,7773") v mocnosti do 5 m neobvykle zbarvený červenohnědý nevápnitý, prachovitý a písčité jíl uložený pod asi metrem kvartérních navážek v nadloží hornin brněnského masivu. Dno stavební jámy mělo nadmořskou výšku 396,92 m. Vzorek BP374-3 ležel v nadloží vzorku BP374-5 ve vzdálenosti asi 1 m. Červenohnědé jíly jsou obvykle interpretovány jako produkt intenzivního lateritického zvětrávání (Grygar et al. 1997), avšak v okolí Brna mají podobný charakter také některé sedimenty ottנגangu. Cílem práce bylo zjistit genezi a stáří červenohnědého písčitého sedimentu.

Lokalita se nachází v geomorfologickém celku Bobravská vrchovina, která je součástí geomorfologické podoustavy Brněnské vrchoviny (Demek, Mackovčín 2006).

Při geomorfologických průzkumech stavebních výkopů pro kohoutovické sídliště v roce 1973 dokumentovali Ivan a Panovský (1975) výskyt hlubokých předkvartérních zvětralin zejména v oblasti dnešních ulic Voříškova, Stamicova a i v okolí kóty Kohoutovická baba (415 m n. m.). Zvětralin byly převážně písčitého charakteru, v jemné frakci se vyskytovalo makroskopicky patrné množství bílého práškovitého CaCO₃. Z jílových minerálů převládala



Obr. 1: Situace studované lokality, Brno-Kohoutovice.

Fig. 1: Situation of the locality under study, Brno-Kohoutovice.

montmorillonit (minerál skupiny smektitu) s malou příměsí kaolinitu. Zvětralin vznikaly v pokřídovém období v semiaridním klimatu chemickým zvětráváním a byly pravděpodobně místním zdrojem miocenních sedimentů. Zvýšený obsah CaCO₃ v předkvartérních zvětralinách se projevil i jeho obsahem v kvartérních svahových sedimentech, což je nepřímé potvrzení i holocenními pramennými vápenci (Ivan 1980) ve vodoteči ve výrazné vrubové sníženině z. od kóty Hobrtenky (405 m n. m.).

Geologie širšího okolí

Sedimenty ottנגangu často vystupující v podobě denudačních reliktních diskordantně překrývají horniny brněnského masivu (například amfibolický až biotit-amfibolický diorit až metadiorit). V rámci facií ottנגangu jsou na Brněnsku známy šedé až zelenavé, převážně nevápnité

✉ pavla.petrova@geology.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-73>

Tab. 1: Výsledky zrnitostních analýz odebraných vzorků.
 Tab. 1: Results of grain-size analyses of studied samples.

Vzorek	Štěrk [%]	Písek [%]	Prach [%]	Jíl [%]	Mz [Φ]	σI [Φ]
BP374-3	12,3	13,6	56,6	17,5	4,7	3,9
BP374-5	1,9	7,6	74,5	16,0	6,2	2,2

jíly, písky a petromiktní štěrky, jílovitopísčité štěrky s polohami jílu a jemnozrnné písky s klasty granodioritů (Nehyba et al. 2007; Hanžl et al. 2011a; Buriánek et al. 2013a). Pestré (fialové, nazelenalé, béžové, karmínově červené) jíly ottnangu byly zastiženy např. ve vrtu PJ-2 u Milosrdných bratří v Brně-Štýřicích v metrži 6,2–10,0 m). Kalabis (1953) popsal dva vrty realizované v Novém Lískovci, v nichž pod sprašemi ležely pestré vrstvy ottnangu se zvodněnými písčitymi polohami s vydatností 18 l/s. Jíly často obsahují pseudoasociace mikrofosilií tvořené redeponovanými foraminiferami a fragmentárními jehlicemi hub. Foraminifery jsou redeponované z peltických sedimentů turonu–santonu nejasné provenience (Nehyba et al. 2007; Buriánek et al. 2013a).

Metodika

Zrnitostní studium bylo prováděno kombinovanou metodou síťovou a laserové difrakce. Pomocí síťovacího zařízení Retch AS 200 byla analyzována „hrubší“ frakce (0,063–16,0 mm), zatímco laserový granulometr Cilas 1064 byl využit k hodnocení „jemnějšího“ podílu (0,0004–0,5 mm). Klasifikace sedimentů byla provedena podle postupů navržených Kontou (1973) a Kukalem (1985) pro nezpevněné klastické sedimenty. Průměrná velikost zrna je uváděna jako median (Mz) a vytřídění jako (σI), které byly vypočteny dle Folka–Warda (1957). Hodnoty jsou uvedeny v jednotkách Φ ($\Phi = -\log_2 d$, kde d je průměr částice v mm).

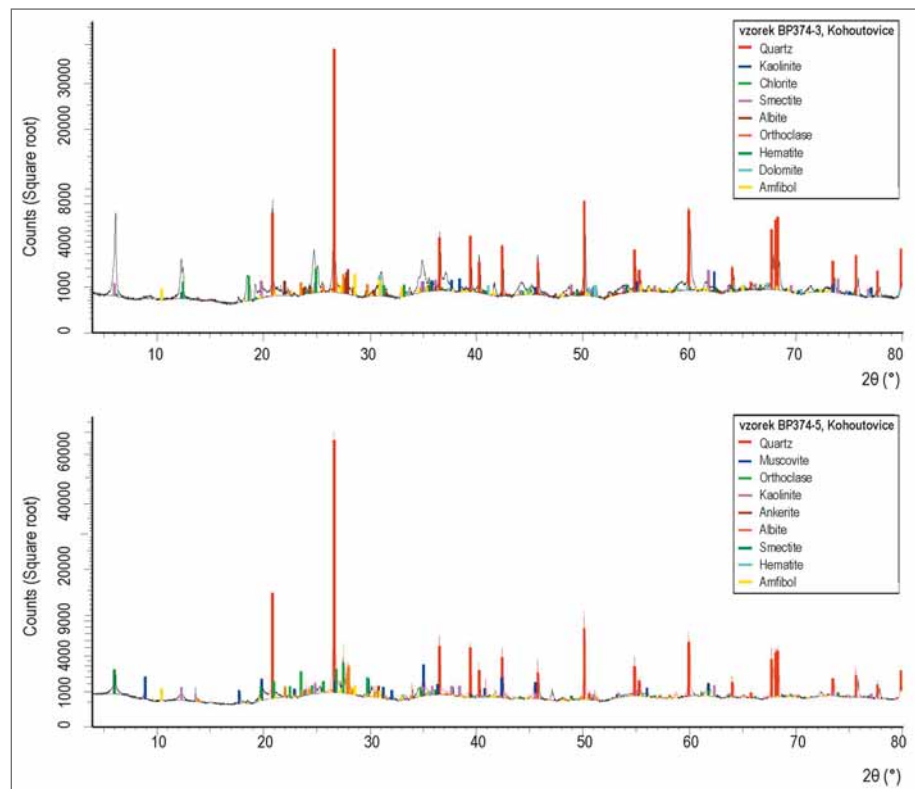
Byly analyzovány RTG záznamy celohorninových vzorků a vyseparované jílové frakce. Byl použit RTG práškový difraktometr Bruker D8 Advance, CuKα záření, Sollerovy clony (2,5°) v primárním a difraktovaném svazku a detektor Lynx XE.

Celohorninové vzorky byly rozdrceny na požadovanou jemnost třením v achátové misce v suspenzi ethanolu a naneseny na rovinný nosič vzorku (tzv. bezdifrakční křemík). RTG záznamy celohorninových vzorků byly pořízeny s automatickou divergenční clonkou (ADS, 10 mm) v rozsahu



Obr. 2: Nevápnité písčité jíly, detail.
 Fig. 2: Non-calcareous sandy clays, detail.

4–80°, s krokem 0,015° a 0,8 sec načítacím časem na krok. Záznamy byly vyhodnoceny pomocí software Diffrac EVA 2015 a databáze PDF 2 (2002). Separace jílové frakce (< 2 μm) byla provedena na pracovišti ČGS – Barrandov sedimentací v destilované vodě. Z frakce jílu byly zhotoveny orientované preparáty sedimentací suspenze na nosič vzorku bezdifrakční křemík). Rtg difrakční záznamy orientovaných preparátů vyseparované frakce jílu vzorků byly pořízeny s fixní divergenční clonou (FDS, 0,14°) v rozsahu 4–50° s krokem 0,015° a 0,8 sec načítacím časem na krok. Záznamy byly pořízeny v přírodním stavu a po sycení ethylenglykolem. Sycení ethylenglykolem bylo provedeno v exikátoru v parách ethylenglykolu při 60° C po dobu 8 hodin. Záznamy byly vyhodnoceny v programu Diffrac EVA 2015.



Obr. 3: XRD diagram pro vzorky BP374-3 a BP374-5.
 Fig. 3: XRD diagrams of the samples BP374-3 and BP374-5.

Horninové analýzy dvou studovaných vzorků byly provedeny metodou ICP-MS v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada. Studované horninové analýzy byly zpracovávány pomocí programu GCDKit (Janoušek et al. 2006).

Pro paleontologická studia byla hornina namočená do roztoku jedlé sody a vyplavena standardními metodami na síť o velikosti ok 0,063 mm. Mikrofosilie z výplavů byly zkoumány a identifikovány pod optickým mikroskopem NIKON SMZ 745T.

Pro studium průsvitné těžké frakce byl separován po odplavení jílovité frakce vzorek písku sitovaný na interval 0,063–0,25 mm. Z něj vznikla v laboratořích ČGS Barrandov těžká frakce separovaná v ACTB ($C_2H_2Br_4$), měrná hmotnost $2,96 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Průsvitná těžká frakce byla určována a vyhodnocována v mineralogickém mikroskopu Amplival. Výsledky v koláčových diagramech a tabulce jsou vyjádřeny v modálních procentech minerálních zrn, bez ohledu na jejich velikost a váhu.

Výsledky a interpretace

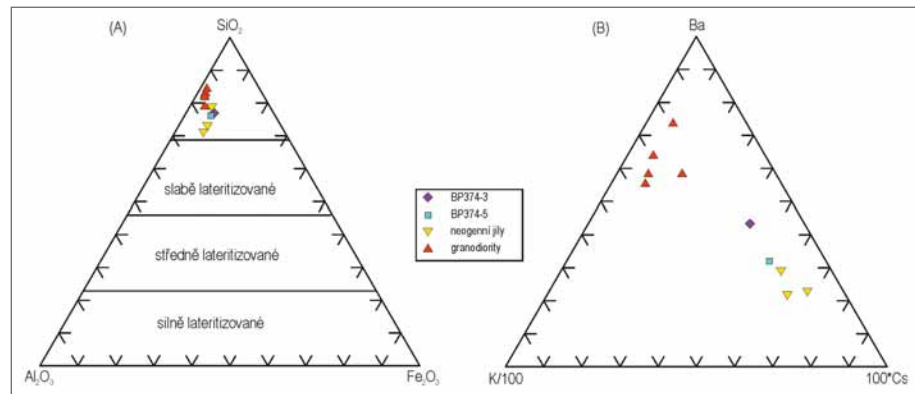
Zrnitostní analýza

Zastoupení jednotlivých zrnitostních složek/tříd sedimentu je uvedeno v tabulce 1. Vzorek BP374-3 představuje tzv. čtyřkomponentní systém a lze jej klasifikovat jako šterkovito-píščito-jílovitý prach (Konta 1973). Vzorek BP374-5 je klasifikován jako jílovitý prach (Kukal 1985). V obou případech se jedná o velmi špatně vytríděné sedimenty (obr. 2).

XRD celohorninových vzorků

Vzorek BP374-3 obsahoval v majoritní fázi křemen, kaolinit a smektit, v podružném množství K-živce, plagioklas, Fe-dolomit, stopy hematitu a pravděpodobně amfibol, nelze vyloučit podružné množství chloritu. Z hlediska obsahu jílových minerálů se jedná o smektit nebo illit/smektit s vysokým podílem smektitových vrstev > kaolinit > křemen.

Vzorek BP374-5 obsahoval v majoritní fázi křemen, v minoritní fázi slídu, K-živce, kaolinit, Ca-bohatý albit a smektit, v podružném množství ankerit nebo Fe-bohatý dolomit, amfibol a pravděpodobně hematit. Z hlediska jílových minerálů je vzorek 5 velmi podobný vzorku 3, je možné jej charakterizovat jako smektit nebo illit/smektit s vysokým podílem smektitových vrstev > kaolinit > křemen. Výsledky jsou shrnuty na obrázku 3.



Obr. 4: Ternární diagramy (A) Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 (wt. %) pro laterity podle klasifikace Schellmanna (1983), (B) $K/100$ - Ba - $Cs*100$.

Fig. 4: Ternary diagrams (A) Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 (wt. %) for laterite based on Schellmann (1983) classification. (B) $K/100$ - Ba - $Cs*100$.

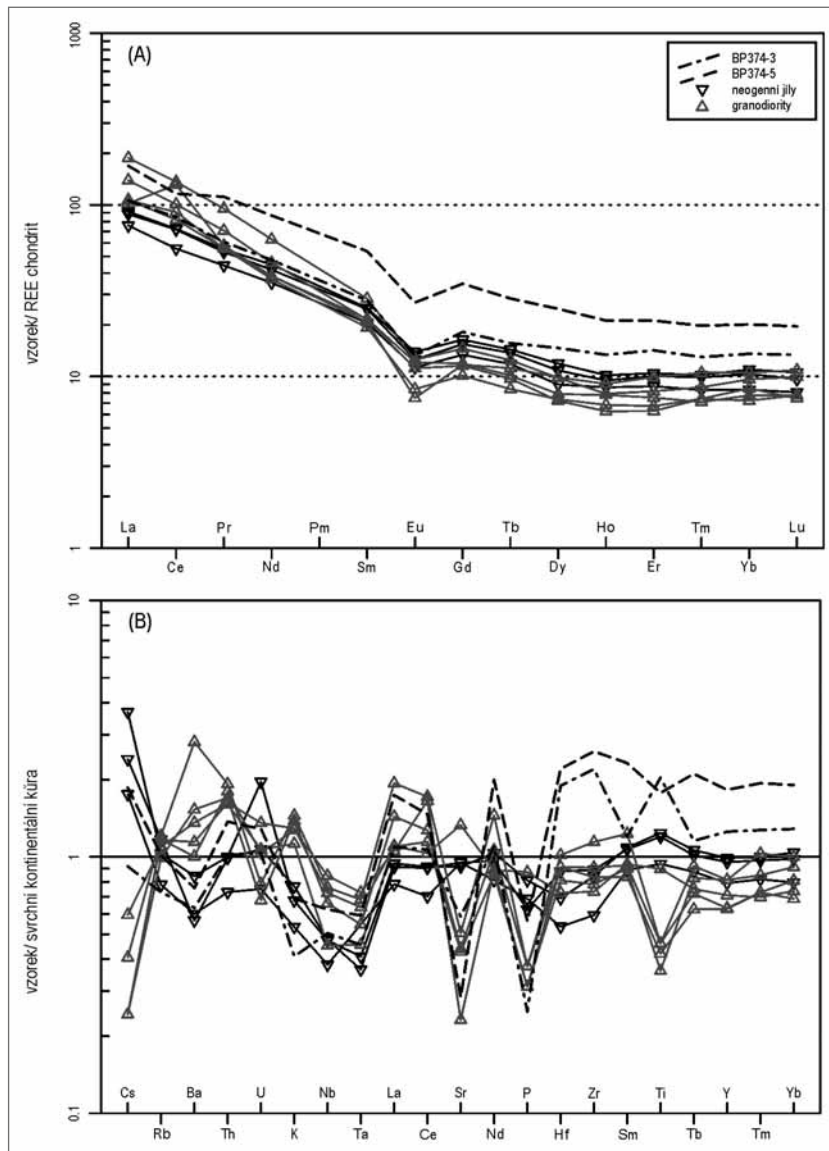
Geochemická charakteristika

Bylo analyzováno složení dvou vzorků, z nichž hrubozrnnější BP374-3 má nižší poměr K_2O/Na_2O (1,5) ve srovnání s jemnozrnnějším vzorkem BP374-5 (3,0). Také má poněkud nižší K_2O (1,38 vs. 2,32 hm. %) a vyšší MgO (2,31 vs. 1,61 hm. %) a CaO (2,79 vs. 0,97 hm. %), TiO_2/Al_2O_3 (0,02 vs. 0,01). Pro srovnání chemického složení byly použity 3 chemické analýzy jílu z karpátu a badenu a pět vzorků granodioritů ze z. části brněnského masivu (zdrojová data pochází z databáze ČGS; Gürtlerová, et al. 1997). Podle klasifikace Schellmanna (1983) se nejedná o laterity (obr. 4A). Obsahem hlavních prvků se studované jíly blíží ostatním

Tab. 2: Chemické složení odebraných vzorků.

Tab. 2: Chemical composition of collecting samples.

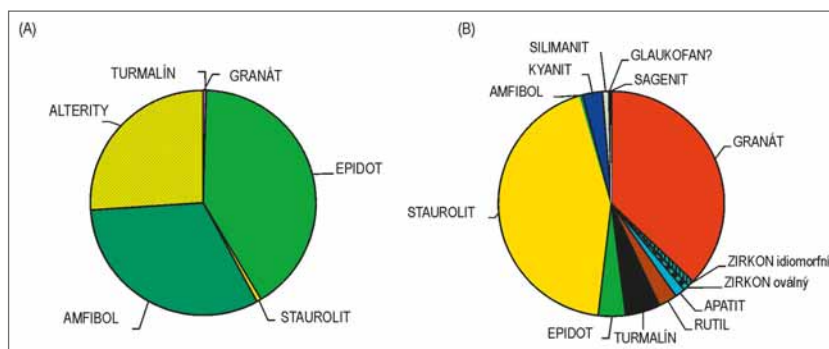
vzorek	BP374-3	BP374-5	vzorek	BP374-3	BP374-5
SiO ₂	65,27	64,9	U	2,9	3,6
Al ₂ O ₃	13,35	14,38	V	165	116
Fe ₂ O ₃	6,23	5,89	W	5,7	4
MgO	2,31	1,61	Zr	418,2	490,2
CaO	2,79	0,97	Y	27,6	40,2
Na ₂ O	0,92	0,78	La	32,8	52,3
K ₂ O	1,38	2,32	Ce	68,4	93,8
TiO ₂	1,02	0,89	Pr	7,42	13,59
P ₂ O ₅	0,04	0,09	Nd	28,6	52
MnO	0,16	0,09	Sm	5,41	10,46
Cr ₂ O ₃	0,023	0,017	Eu	0,97	1,98
Ba	348	416	Gd	4,71	8,98
Sc	16	14	Tb	0,74	1,35
LOI	6,3	7,8	Dy	4,72	7,97
Sum	99,83	99,84	Ho	0,96	1,52
Co	26,4	16,3	Er	2,98	4,44
Cs	3,4	6,9	Tm	0,42	0,64
Ga	12,7	15,9	Yb	2,83	4,2
Hf	11	12,8	Lu	0,43	0,63
Nb	12,6	15,6	Mo	0,2	0,3
Rb	81,5	113,6	Cu	33,2	30,4
Sn	2	3	Pb	11,7	16,3
Sr	204,7	99,2	Zn	53	59
Ta	1	1,3	Ni	41,5	42,3
Th	10,9	14,7	As	3,5	8,8



Obr. 5: Chemické složení hornin: (A) REE normalizované chondritem (Boyn-ton 1984); (B) stopové prvky normalizo-vané hodnotami pro svrchní kontinen-tální kůru (Taylor – McLennan 1995).
Fig. 5: Chemical composition of rocks: (A) variation in REE normalized to chondrite (Boyn-ton 1984); (B) trace ele-ments normalized to upper continen-tal crust (Taylor – McLennan 1995).

Chemické složení studova-ných jíílů (tab. 2) leží mezi typickými neogenními jíílů a granodiority, ze-jména pokud se jedná o obsah LIL prvků (obr. 4B). Oba vzorky jíílů mají podobný tvar normalizovaných křivek vzácných zemin (Boyn-ton 1984), které vykazují zápornou Eu anomálii ($Eu/Eu^* = 0,59-0,62$) a obohacení LREE ($LaN/YbN = 7,8-8,4$). Liší se však celkovými ob-sahy REE (161–254; obr. 5A). Oproti granodioritům i miocenním jíílům mají studované sedimenty vyšší obsahy HREE (obr. 5A). Ve srovnání se složením svrchní kontinentální kůry (Taylor, McLennan 1995) vy-kazují studované vzorky obohacení v obsazích La, Ce, Nd, Hf, Zr, Sm, Ti, Tb, Y, Tb, Yb a naopak ochuzení v obsazích Ba, K, Nb, Ta, Sr, P (obr. 5B). Oproti granodioritům mají po-někud nižší obsahy Ba, K a naopak poměrně vysoké obsahy Cs (obr. 4B). Obsahy Sr jsou však podobné jako v granodioritech.

Celkově můžeme říci, že che-mické složení studovaných sedi-mentů z Kohoutovic svým chemi-kým složením leží mezi chemickým složením granodioritů a chemi-kým složením neogenních jíílů. Po-měrně vysoké obsahy HREE dobře korelují se zvýšenými obsahy Zr a Hf, což indikuje vazbu zmíněných stopových prvků na zirkon, který však nebyl zjištěn ve frakci těžkých minerálů (patrně je v hornině přito-men v příliš jemné frakci). Poměrně markantní jsou také vysoké obsahy TiO_2 (1,02–0,89 hm. %), které jsou patrně vázány hlavně v jíílových minerálech.



Obr. 6: Srovnání asociací průsvitné těžké frakce (A) sedimentů studované lokality Kohoutovice (asi 380 m n. m.) s asociací písků ottnangu (B) 3 km vzdálené lokality Netroufalky (280 m n. m.). Alterity jsou povětšinou alterované Ti-minerály.
Fig. 6: Comparison of the translucent heavy mineral fraction (A) of sediments from the studied locality Kohoutovice 380 m a. s. l.) with the assemblage from Ottnangian sands (B) at 3 km distant locality Netroufalky (280 m a. s. l.). Alterites are mostly altered Ti-minerals.

neogenním jíílům (obr. 4A). Oproti granodioritům z v. části brněnského masivu mají nižší obsahy SiO_2 (64,9–65,3 hm. % vs. 68,1–76,2 hm. %).

Paleontologie

Pseudoasociace je tvořena velmi sporadicky se vyskytujícími schránkami aglutinovaných forami-

Tab. 3: Modální složení asociace průsvitných těžkých minerálů.
Tab. 3: Modal composition of the translucent heavy mineral assemblage.

lokalita	Kohoutovice	Netroufalky
dok. bod	BP374	BO313
granát	0,2	37,1
zirkon	0,0	1,8
apatit	0,0	1,4
rutil	0,0	2,7
turmalín	0,2	5,0
epidot	41,0	3,9
amfibol	31,9	0,4
kyanit	0,0	2,9
sillimanit	0,0	0,9
staurolit	0,7	43,7
alterity	26,0	0,0
ostatní	0,0	0,2
celkem	100,0	100,0
počet zrn	461	561

fer např. taxonů „*Rhizammina*“ sp., *Rhabdammina* sp. a fragmentárními jehlicemi hub. Absence autochtonní fauny a výskyt křídových aglutinovaných druhů spolu s úlomky jehlic hub jsou typické pro sedimenty ottnangu na Brněnsku a lze proto pro studované sedimenty předpokládat ottnangské stáří. Podobné pseudoasociace jsou pro sedimenty ottnangu na Brněnsku typické (Nehyba et al. 2007).

Průsvitné těžké minerály

Zjištěnou asociaci průsvitných těžkých minerálů (obr. 6, tab. 3) lze označit jako alterit-epidot-amfibolickou s akcesorickou přítomností staurolitu a granátu. Do skupiny tzv. alteritů byly započítávány zakalené minerály nejednoznačných optických vlastností, které jsou považovány za produkty zvětrávání titanitu. Patrně jde ve většině případů o leukoxen. To, že v těžké frakci nebyl zastížen idiomorfní zirkon, tedy další z typomorfních minerálů granitoidů brněnského masivu lze vysvětlit drobnějšími rozměry zirkonových krystalů a/nebo zastíněním opakujícími minerály, které v těžké frakci markantně převládaly nad průsvitnými minerály.

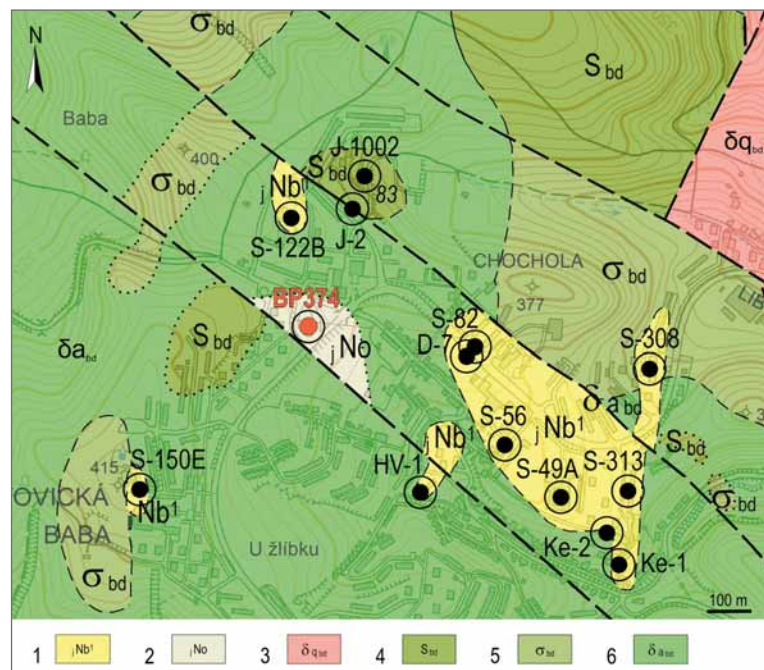
Takovou asociaci rozhodně nelze označit jako typickou pro sedimenty ottnangu v okolí Brna a dokonce i srovnání s relativně blízkou lokalitou Netroufalky (Nehyba et al. 2007) vykazuje významné odlišnosti (obr. 6 a tab. 3). Z oblasti Moravského krasu jsou však běžně známy případy, kdy lokality ležící v bezprostřední blízkosti hornin brněnského masivu mají významný podíl typomorfních minerálů granitoidů, nejčastěji amfibolu, titanitu a epidotu (Otava 2010). Průsvitná těžká frakce jednoznačně odráží dominantní vliv hornin brněnského masivu jako lokálního

zdroje studovaného materiálu. Zvětralý materiál tedy patrně prošel velmi krátkým transportem.

Diskuze a závěr

V oblasti Kohoutovic byly nově popsány pestré sedimenty ottnangu. Byly v nich zjištěny aglutinované foraminifery redeponované pravděpodobně ze svrchnokřídových marinních sedimentů. Z hlediska zrnitosti jsou sedimenty klasifikovány jako jílovitý prach, velmi špatně vytříděný. V jílové frakci dominuje smektit nebo illit/smektit a dále je ve větším množství zastoupen křemen a kaolinit. Minerální složení jílové frakce studovaných sedimentů se tedy neliší od běžných neogenních jílu. Smektit je typický produkt zvětrávání mafických silikátů. Illit vzniká zvětráváním světlých silikátů a společně s kaolinitem také zvětráváním živců (Al-Ani, Sarapää 2009). Zjištěné složení jílových minerálů velmi dobře odpovídá zvětralinám derivovaným z granodioritů v podmínkách semiaridního až humidního klimatu (např. Deepthy, Balakrishnan 2005).

V průsvitné těžké frakci dominují epidoty následované amfiboly a alterity (alterovanými titanity, leukoxeny), což jsou minerály pocházející z granitoidů a bazických hornin brněnského masivu. Minerály typické pro sedimenty ottnangu této oblasti jako je granát a staurolit jsou zastoupeny pouze akcesoricky. Také chemické složení studovaných sedimentů poměrně dobře odpovídá zvětralinám generovaným z granodioritů brněnského



Obr. 7: Rozšíření reliktní miocénu v Kohoutovicích, upraveno podle Krejčího (ed.) et al. 2017. 1 – šedé vápnité jíly; 2 – pestré a šedé jíly; 3 – středně až hrubě zrnitý biotitický tonalit (typ Jundrov); 4 – serpentinizované a uralitizované ultrabazické a ultramafické horniny; 5 – nerozlišené ultramafické horniny, metabasit až metadiorit; 6 – amfibolický až biotit-amfibolický diorit až metadiorit.
Fig. 7: Distribution of Miocene relicts in Kohoutovice, modified by Krejčí (ed.) et al. 2017. 1 – grey calcareous clays; 2 – variegated and grey clays; 3 – middle to coarse grained biotitite tonalite (type Jundrov); 4 – serpentinitised and uralitized ultrabazitic and ultramafic rocks; 5 – undistinguished ultramafic rocks, metabasite to metadiorite; 6 – amphibolitic to biotite-amphibolitic diorite to metadiorite.

masivu. Vysoké obsahy SiO_2 a naopak poměrně nízké obsahy Al_2O_3 a Fe_2O_3 indikují, že se nejedná o produkt lateritického zvětrávání.

Studované červeně zbarvené jílovité prachy tedy s největší pravděpodobností vznikly zvětráváním granitoidů brněnského masivu. Přítomnost redeponovaných fosilií a metamorfních minerálů naznačuje, že alespoň část materiálu prošla delším transportem (může se však také jednat o recyklovaný materiál starších sedimentů, které původně překrývaly granodiority a společně s nimi zvětraly). Celkově ale chemické i mineralogické vlastnosti odpovídají zvětralinám, které prodělaly pouze krátký nebo žádný transport. Jedná se nejspíše o výplně depresí neogenního reliéfu, do kterých byl přeplaven materiál zvětralin vzniklých v semiaridním až humidním klimatu během miocénu.

Relikty miocenních hornin se zachovaly v morfoloickém sedle mezi vrchem Hobrtenky (405 m n. m. a Kohoutovická Baba (415 m n. m.). Nadmořská výška sníženiny sedla je 380 m n. m.

Morfologická sníženina je založená na systému zlomů SZ–JV sudetského směru (Buriánek et al. 2013b; Hanžl et al. 2011b), kde již byly relikty miocenních sedi-

mentů známy z minulosti. Zakreslení reliktního miocénu bez bližšího stratigrafického určení (obr. 7) z vrtných prací bylo vymezeno podle vrtné databáze (www.geology.cz/mapove_aplikace/vrtna_prozkoumanost).

Nejvýše položený reliktní vrchol se nachází u vodojemu v Kohoutovicích téměř na vrcholu Baby. Mocnost výskytů miocenních uloženin nepřesahuje 11 m (10,05 m bylo zachyceno ve vrtu HV-1 situovaném v centru Kohoutovic). Od jiných výskytů miocenních a blíže nedatovaných zvětralin v okolí, které se v posledních letech nacházely během výstavby rozšíření sídliště Bystrc a v novém sídelním celku Kamechy, se tyto sedimenty liší delším transportem. Na výše uvedených lokalitách byly sedimenty odvozeny ze zvětralinového pláště horninového podkladu, zatímco v Kohoutovicích zdrojovou oblast tvořily granitoidy a sedimenty jsou uloženy na bazických vyvřelinách.

Poděkování

Předložená práce vznikla za finanční podpory interních projektů České geologické služby číslo 321070 („Registr svahových nestabilit“) a 321180 („Základní geologické mapování“). Dík patří rovněž editorovi a recenzentům.

Literatura

- Al-Ani, T., Sarapää, O. (2008). Clay and clay mineralogy: Physical–Chemical Properties and Industrial Uses, Espoo. – MS, Geological Survey of Finland.
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Henderson, P. (ed): Rare Earth Element Geochemistry, 63–114. – Elsevier. Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Buriánek, D., Bubík, M., Franců, J., Fůrychová, P., Havlíček, P., Havlín, A., Gilíková, H., Janderková, J., Kašperáková, D., Kociánová, L., Konečný, F., Krejčí, O., Krumlová, H., Kryštofová, E., Müller, P., Otava, J., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Sedláček, J., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Verner, K., Vít, J. (2013a). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, 24-342 Brno-jih. – MS, ČGS. Praha.
- Buriánek, D. (ed.), Bubík, M., Kryštofová, E., Tomanová Petrová, P., Vít, J. (2013b). Základní geologická mapa ČR 1 : 25 000 list 24-342 Brno-jih – Odkrytá geologická mapa. – MS, ČGS. Praha.
- Deepthy, R., Balakrishnan, S. (2005). Climate control on clay mineral formation: Evidence from weathering profiles developed on either side of the Western Ghats. – *Journal of Earth System Science*. 114, 5, 545–556. <https://doi.org/10.1007/BF02702030>
- Demek, J., Mackovčín, P., ed. (2006). Hory a nížiny, zeměpisný lexikon ČR. – 582 s. Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky. Brno.
- Folk, R. L., Ward, W. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26. Tulsa. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Grygar, T., Král, R., Nekovařík, Č., Zelenka, P. (1997). Relics of laterites on the Letovice Crystalline Complex, Moravia. – *Journal of the Czech Geological Society*, 42/1–2, 121–127.
- Gürtlerová, P., Dušek, P., Fikr, Š. (1997). Databáze analytických stanovení na mapách geochemické reaktivity hornin 1: 50 000. – Litogeochemická databáze České geologické služby, Praha.
- Hanžl, P., Baldík, V., Bubík, M., Buriánek, D., Dolníček, Z., Dvořák, I. J., Fůrychová, P., Havlín, A., Hrdličková, K., Kociánová, L., Konečný, F., Krejčí, O., Krejčí, Z., Krumlová, H., Kryštofová, E., Müller, P., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Poul, I., Rez, J., Skácelová, D., Skácelová, Z., Slobodník, M., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Vít, J. (2011a). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, 24-324 Brno-sever. – MS, ČGS. Praha.
- Hanžl, P. (ed.), Kociánová, L., Tomanová Petrová, P., Vít, J. (2011b). Základní geologická mapa ČR 1 : 25 000 list 24-324 Brno-sever – Odkrytá geologická mapa. – MS, ČGS. Praha.
- Ivan, A. (1980). Soliflukční proudy a pokryvy na západním svahu Kohoutovické vrchoviny u Brna. *Sborník Československé geografické společnosti*, 85, 2, 95–105.
- Ivan, A., Panovský, K. (1975). Předkvartérní zvětralin u Kohoutovic a jejich geomorfologický význam. – *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 12, 2, 16–29.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). – *Journal of Petrology*, 47, 6, 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Kalabis, V. (1953). O dvou nových výskytech miocénu v Brně. – *Spisy vydávané Přírodovědnou fakultou MU*, G3, 351, 1–6.

- Konta, J. (1973). Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. – Univerzita Karlova. 1–375. Praha.
- Krejčí, O. (ed.), Ambrozek, V., Buriánek, D., Gilíková, H., Hanžl, P., Tomanová Petrová, P., Sedlák, J. (2017). Strukturní mapa na bázi tercierních sedimentů rajonu 2241 v Brněnské aglomeraci, výřez z mapových listů 24-324, 24-342, 24-413, 24-431. – MS, Archiv ČGS. Praha.
- Kukal, Z. (1985). Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. – Metodická příručka ÚÚG. 1–80. Praha.
- Nehyba, S., Otava, J., Bubík, M., Tomanová Petrová, P., Kirchner, K. (2007). Miocénní sedimenty v Brně-Bohunicích (ubytovna Fakultní nemocnice Brno). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006, 14, 31–34. Brno.
- Otava, J. (2010). Těžké minerály kenozoika Brněnska - možnosti a úskalí interpretací. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2009, 18, 81–84. Brno.
- Schellmann, W. (1983). A new definition of laterite. – In: Hauser, G. (ed.): Natural Resources and Development, vol. 18. Metzinger, 7–21.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. Reviews in Geophysics 33, 241–265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>

Editor: Martin Ivanov

Doporučená citace článku: Tomanová Petrová, P., Buriánek, D., Kirchner, K., Krejčí, O., Laufek, F., Nehyba, S., Otava, J. (2018). Pestré sedimenty ottnangu v Brně-Kohoutovicích. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 73–79.

NOVÉ POZNATKY O MIOCENNÍ PALEONTOLOGICKÉ LOKALITĚ TALIÁNSKÁ SKÁLA U KELČIC (KARPATSKÁ PŘEDHLUBEŇ, ČESKÁ REPUBLIKA)

New information about the Miocene paleontological locality Taliánská skála near Kelčice (Carpathian Foredeep, Czech Republic)

David Zapletal, Šárka Hladilová ✉

Katedra biologie PdF UP, Purkrabská 2, 771 40 Olomouc

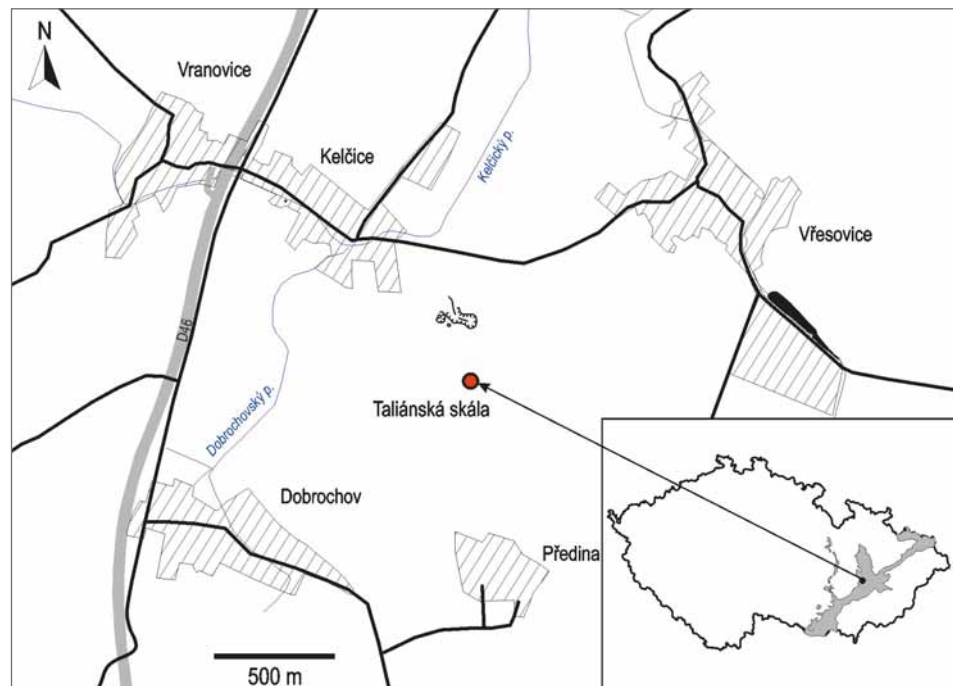
Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, Lower Badenian, Taliánská skála near Kelčice, Bivalvia, Gastropoda, Echinoidea, Foraminifera, Ostracoda, worms, ichnofossils

Abstract

The Taliánská skála locality is situated near Prostějov within the Vranovice-Kelčice cadastral area, about 1 km se. of Kelčice (Fig. 1). It is an old abandoned quarry in Miocene (Lower Badenian) sediments of the Carpathian Foredeep belonging to the formation with algal limestones. In 2014–2016, a new detailed study of this locality has been carried out as a part of a bachelor thesis at the Department of Biology, Faculty of Education, Palacky University in Olomouc (Zapletal 2016). By macroscopic study of the rocks at the locality it has been ascertained that they are represented by sandy limestones to calcareous sandstones, also microscopic study of two thin-sections confirmed that these rocks can be classified more likely as calcareous sandstones than as typical algal limestones. The new research confirmed this locality to be relatively rich in fossils, namely with regard to both their amount and number of species. The following species were found: the worm *Ditrupea cornea* (Linnaeus), bivalves *Aequipeecten macrotis* (Sowerby in Smith), *Corbula cf. gibba* (Olivi), *Panopea* (*Panopea*) *menardi* (Deshayes), *Tellina* sp. and ?*Ervilia* sp.; additionally, there were the gastropods *Turritella cf. badensis* Sacco and *Turritella* sp., one undeterminable bryozoan and the ichnofossil *Ophiomorpha* isp. In the thin-sections from the rocks collected at the locality there were ascertained foraminifers, ostracods, echinoderms (echinoids) and worms. The presence of red algae has not been proved either macroscopically or microscopically.

Úvod

Na rozdíl od známějších miocenních paleontologických lokalit Prostějovska, o nichž existuje řada publikací (např. Čelechovice, Slatinky, Služín, Hluchov, Přemyslovice, Určice, Laškov, Myslejovice, Otaslavice nebo Seloutky – viz Smyčka 1906; Spitzner 1907; Schubert 1913; Blekta 1933; Kalabis 1934, 1937, 1938, 1949, 1956, 1961a–d; Kupková 1981, 1984, 1986, 1995; Kupková et al. 1987; Jašková 1998, 2002; Zapletal 2004; Lehotský 2006; Jašková et al. 2006; Jašková, Lehotský 2009; Zágoršek, Holcová 2009; Zágoršek et al. 2010, 2012; Nehyba, Jašková 2012; Pekař, Lehotský 2013; Hladilová et al. 2014 a další), patří Taliánská skála u Kelčic k lokalitám méně známým a v odborné literatuře o ní najdeme jen sporadické zmínky. Je to



Obr. 1: Pozice lokality Taliánská skála na mapě České republiky a na mapě bližšího okolí.
Fig. 1: Position of the Taliánská skála locality on a map of the Czech Republic and a map of the surroundings.

starý opuštěný lom v miocenních (spodnobadenských) sedimentech střední části karpatské předhlubně ležící na katastrálním území obce Vranovice-Kelčice, asi 1 km jv. od Kelčic na s. svahu vrchu Předina (313 m n. m.) – obr. 1. Lokalita je nejlépe přístupná z obce Kelčice po neznačené polní cestě, případně i po polních cestách z nedalekých obcí Vřesovice (1,5 km sv.) a Dobrochov (1 km jz.). Název

✉ sarka.hladilova@upol.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-80>

„Taliánská skála“ či „Taliánka“ pochází z 60. let 19. století, kdy se stavěly mosty na železniční trati Olomouc–Nezamyslice a na stavbě pracovali italští dělníci, zvaní „Taliáni“; díky své pevnosti byly při stavbě využity i horniny z této lokality (Ovečka 1954).

Podloží karpatské předhlubně ve studované oblasti tvoří spodnokarbonské horniny Drahanské vrchoviny – kulmské droby a břidlice (Mísař et al. 1983; Jašková 2002). Nejstarší miocenní marinní sedimenty výplně karpatské předhlubně v širším okolí lokality jsou řazeny ke karpátu (omezené výskyty, např. u Služína – Vysloužil 1981; Bubík, Dvořák 1996). Jinak naprosto převažují sedimenty spodnobadenského stáří (písky, řasové vápence, slepence a jíly). Morfologie okraje předhlubně v tomto prostoru byla výrazně ovlivněna alpinsky reaktivovaným zlomovým pásmem Hané orientovaným ve směru SZ–JV. Předpokládá se, že tak vznikl složitý reliéf tvořený úzkými a hlubokými depresi oddělenými elevacemi a že sedimentační prostor zasahoval hluboko do přilehlého drahanského kulmu, odkud je známa řada izolovaných reliktů neogenních sedimentů (Kalabis 1961a; Novák 1975; Jašková 1998; Zapletal et al. 2001; Zapletal 2004).

Historie výzkumů lokality

Výskyty miocenních sedimentů se zkamenělinami (ústřice a jiní měkkýši) v širším okolí Taliánské skály (oblast mezi obcemi Koberice a Hradčany, Předina, Vřesovice, Určice) uvádí Tausch (1889, 1891 non vidi, cit. in Kalabis 1961a). Samotnou lokalitu popisuje poprvé Ovečka (1949) jako opuštěný lom tvrdého neogenního jemnozrného až středně zrnitého pískovce, který tvoří lavice mocné cca 2 m, s velkým množstvím zbytků hřebenatek (pektenů). Tentýž autor následně zveřejnil i geologickou mapu zobrazující území v bezprostřední blízkosti Taliánské skály (Ovečka 1954). „Pekteni“ či „hřebenatky“, fosilie, s jejichž výskytem byla lokalita Taliánská skála vždy hlavně spojována, patří podle Kalabise (1961b) pravděpodobně poddruhu *Chlamys seniensis scabrella* (Lamarck, 1819), dnes *Aequipecten scabrellus* (Lamarck, 1819). Determinaci komplikuje skutečnost, že jejich misky jsou zachovány většinou jen v podobě kamenných či skulpturních jader. V rámci geologického výzkumu lokalit řasových vápenců na Prostějovsku studovali Taliánskou skálu v letech 1998–1999 pracovníci muzea v Prostějově. V roce 2000 provedli na polích kolem lokality 13 orientačních sond a zjistili, že mocnost vápencové lavice nepřesahuje 6 m, směrem k J se zmenšuje a směrem k SV lavice ostře končí a objevuje se pouze v podobě úlomků uložených v písčito-jílovité hmotě s četnými vápnitými konkrénci (Jašková 2002). Lokalita je pod názvem Kelčice-„Taliánka“ uvedena i na mapce výskytu ruduchových vápenců karpatské předhlubně (Doláková a kol. 2008). De Bortoli a Hladilová (2015) uvádějí z této lokality starší nález druhu *Ostrea digitalina* (Dubois 1831).

Nejnovější paleontologický výzkum lokality Taliánská skála, jehož výsledky jsou prezentovány v tomto příspěvku, proběhl v letech 2014–2016 v rámci bakalářské práce na Katedře biologie Pedagogické fakulty UP v Olomouci (Zapletal 2016).

Současný stav lokality

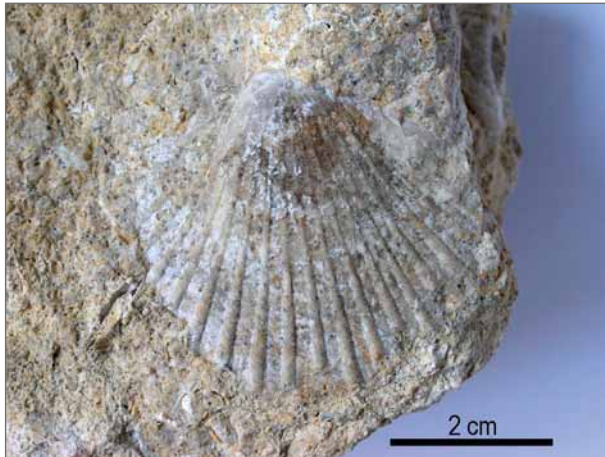
Lokalita se nachází v háji s náletovou vegetací o rozloze 94 × 46 m, který je nepravidelně udržován. Z jižní a v. strany je přístup k lokalitě nebezpečný, neboť končí příkrým srázem. Největší odkryv miocenních sedimentů se nachází ve v. části lokality (souřadnice N49°23,563' E17°07,356'). Jeho celková délka činí asi 21 m, stěny jsou většinou porostlé mechem nebo jinou vegetací a nepřesahují výšku 2 m (obr. 2); v prostoru tohoto odkryvu se vyskytuje i několik větších izolovaných balvanů miocenních hornin porostlých mechem. Západním směrem se nacházejí ještě další dva méně výrazné odkryvy; horniny lze přímo pozorovat jen na prvním z nich, zatímco druhý, nejzápadnější odkryv (souřadnice N49°23,570'; E17°07,320') lze rozeznat jen podle terénních nerovností. Úlomky miocenních hornin (o rozměrech několik cm až několik dm) se vyskytují v prostoru celé lokality i na okolních polích.



Obr. 2: Současný stav východního odkryvu, Taliánská skála.
Fig. 2: Present state of the eastern exposure, Taliánská skála.

Metodika

Horniny s makrofosiliemi, zachovanými převážně v podobě kamenných a skulpturních jader, případně otisků, byly odebírány ze sutí z celého areálu lokality. Celkem bylo získáno 22 vzorků, které jsou deponovány na Katedře biologie PdF UP v Olomouci (17 ks) a v Muzeu a galerii v Prostějově (5 ks). Odebrané vzorky byly vyčištěny v teplé vodě a makrofosilie preparovány za použití různých druhů preparačních jehel a výjimečně gravírky Dremel Engraver 290. Fotodokumentace lokality a makrofosilií byla provedena fotoaparáty Nikon Coolpix a Olympus Camedia C-5060, fotografie byly upravovány v programech Microsoft Office Picture Manager a Corel Photo-Paint. Determinace makrofosilií byla provedena za využití literatury (Hörnes 1870; Hörnes, Partsch 1851–56; Friedberg 1911–1928, 1934–1936; Strausz 1966; Papp et al. 1978; Studencka 1986; Schultz 1998; Schultz, Piller 2001, 2003, 2005; Mandić, Harzhauser 2003; Mandić 2004) a srovnávacího materiálu v paleontologických sbírkách Vlastivědného muzea Olomouc a Muzea a galerie v Prostějově. Vzhledem ke stavu zachování fosilií bylo k determinaci často nutno použít i metodu plastelínových otisků. Ichnofosilii určil RNDr. Tomáš Lehotský Ph.D., odborný asistent PŘF UP v Olomouci a kurátor paleontologické



Obr. 3: *Aequipecten macrotis* (Sowerby in Smith, 1847). Taliánská skála. Autor L. Plchová.

Fig. 3: *Aequipecten macrotis* (Sowerby in Smith, 1847). Taliánská skála. Author L. Plchová.



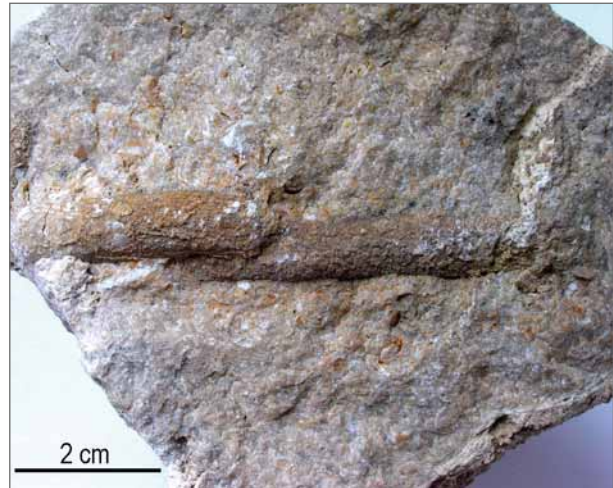
Obr. 4: *Turritella* cf. *badensis* Sacco 1895. Taliánská skála. Autor L. Plchová.

Fig. 4: *Turritella* cf. *badensis* Sacco 1895. Taliánská skála. Author L. Plchová.

sbírkou Vlastivědného muzea v Olomouci. Pro studium mikrofosilií byly z hornin zhotoveny 2 výbrusy (brusírna Ústavu geologických věd PřF MU Brno), které byly studovány a fotografovány v mikroskopu NIKON Alphaphot 2 (zvětšení 100×, resp. 40×). Tyto výbrusy jsou deponovány na Katedře biologie PdF UP v Olomouci.

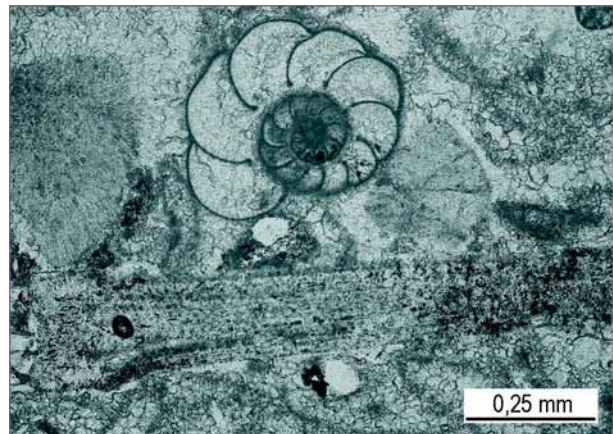
Výsledky

Makroskopickým studiem vzorků hornin na lokalitě Taliánská skála bylo zjištěno, že se jedná o písčité vápence až vápnné pískovce. Rovněž mikroskopické studium



Obr. 5: *Ophiomorpha* isp. Taliánská skála. Autor L. Plchová.

Fig. 5: *Ophiomorpha* isp. Taliánská skála. Author L. Plchová.



Obr. 6: Foraminifera, pod ní úloмок ostnu ježovky, Taliánská skála, PPL. Autor N. Doláková, ÚGV PřF MU Brno.

Fig. 6: Foraminifer, below it fragment of an echinoid spine, Taliánská skála, PPL. Author N. Doláková, ÚGV PřF MU Brno.

obou výbrusů potvrdilo, že tyto horniny lze klasifikovat spíše jako vápnné pískovce než jako řasové vápence.

Makrofauna je zastoupena především relativně hojnými schránkami červů *Ditrupa cornea* (Linnaeus, 1758). Nejběžnějšími a nejlépe zachovanými fosiliemi jsou mlži *Aequipecten macrotis* (Sowerby in Smith, 1847) – obr. 3. Poměrně častá jsou kamenná jádra různých dalších mlžů, např. *Corbula* cf. *gibba* (Olivi), *Panopea* (*Panopea*) *menardi* (Deshayes, 1828), *Tellina* sp. a *?Ervilia* sp. aj., která však nelze vždy přesněji určit. Ze starších výzkumů lokality je znám i výskyt ústřice *Ostrea digitalina* (Dubois, 1831); tento exemplář je uložen ve sbírce Muzea a galerie v Prostějově (inv. č. 078730) a byl zkoumán v rámci revize badenských ústřic z moravské části karpatské předhlubně (De Bortoli, Hladilová 2015). Při našem terénním výzkumu však tento druh nalezen nebyl. Plži jsou na lokalitě výrazně vzácnější; byl zjištěn pouze jeden větší a určitelný exemplář druhu *Turritella* cf. *badensis* Sacco, 1895 (obr. 4), další dva jedinci druhu *Turritella* sp. byli objeveni v podobě otisků. K zajímavým a méně obvyklým nálezům patří ichnofosilie *Ophiomorpha* isp. (obr. 5). Tato fosilní stopa byla v minulosti popsána mj. i z lokality Brus u Služína

(Lehotský 2006). Ojedinělý nálezy mechovky(?) nebylo možno přesněji determinovat. Ve vzorcích nebyly makroskopicky prokázány červené řasy.

Ve výbrusech byla zjištěna přítomnost ostrakodů, foraminifer, ostnokožců (ostny ježovky – obr. 6) a červů, nebyly v nich však nalezeny žádné červené řasy ani mechovky. Dále se v nich vyskytovaly schránky mlžů nebo ramenonožců, které však v důsledku absence většího množství znaků nebylo většinou možné přesně rozlišit, a velké množství dalších neurčitelných rekrystalizovaných úlomků různých schránek.

Diskuze

Starší badatelé se o Taliánské skále zmiňovali většinou jen okrajově, a pokud na ní nějaké zkameněliny našli, své nálezy – pravděpodobně z důvodu špatného zachování – vesměs podrobněji neurčili. Nový paleontologický výzkum prokázal, že tato lokalita je na fosilie poměrně bohatá a že jejich spektrum je významně širší než se doposud uvádělo, a to jak z hlediska množství, tak i druhového zastoupení. Díky tomu, že z hornin na lokalitě bylo vůbec poprvé provedeno i orientační mikroskopické studium výbrusů, byla nově potvrzena i přítomnost mikrofosilií, zejména foraminifer.

I v současnosti jsou nejčastějšími a nejlépe zachovanými fosiliemi na lokalitě mlži *Aequipecten macrotis* (dříve *Chlamys macrotis*). Naším studiem však zatím nebyl potvrzen výskyt druhu *Aequipecten scabrellus*, uváděný v minulosti Kalabisem (1961b) jako *Chlamys seniensis scabrella*. O výskytu obou taxonů – *Chlamys macrotis* i *Chlamys seniensis scabrella* – se zmiňuje Kalabis (1961b) na lokalitě Dolní Nětčice u Lipníka nad Bečvou a o výskytu *Chlamys seniensis scabrella* u Slatinek. Druh *Aequipecten macrotis* byl mj. zjištěn i novějšími výzkumy v Seloutkách (Jašková et al. 2006).

Druhy makrofauny vyskytující se na Taliánské skále jsou známy i z dalších miocenních lokalit ve studované oblasti. Z hlediska zachování fosilií a vlastností sedimentů (Jašková 2002) se jako relativně nejpodobnější zkoumané lokalitě předběžně jeví kromě Seloutek i lokality Skalka a Otaslavice, příp. Určice. Nalezená makrofauna (měkkýši, červi) zahrnuje většinou průběžné miocenní druhy nebo druhy se širším stratigrafickým rozpětím v rámci miocénu. K získání přesnějších stratigrafických dat by potenciálně mohla přispět detailnější analýza mikrofauny, zejména foraminifer. Paleoeologická analýza na lokalitě prováděna nebyla.

Závěr

Nový detailní průzkum v letech 2014–2016 potvrdil, že miocenní lokalita Taliánská skála je na fosilie relativně bohatá. Byli nalezeni červi *Ditrupea cornea* (Linnaeus), mlži *Aequipecten macrotis* (Sowerby in Smith), *Corbula* cf. *gibba* (Oliv), *Panopea (Panopea) menardi* (Deshayes), *Tellina* sp. a ?*Ervillea* sp., dále gastropodi *Turritella* cf. *badensis* Sacco a *Turritella* sp., blíže neurčitelná mechovka (?) a ichnofosilie *Ophiomorpha* isp. Makrofaunu lokality dále doplňuje starší nálezy ústřice *Ostrea digitalina* (Dubois), který je uložen ve sbírkách Muzea a galerie v Prostějově. Ve výbrusech z hornin odebraných na lokalitě byly zjištěny foraminifery, ostrakodi, ostnokožci (ježovky) a červi. Makroskopicky ani mikroskopicky nebyla prokázána přítomnost červených řas.

Poděkování

Príspevek vznikl za podpory ESF projektu CZ.1.07/2.3.00/20.0166 Centrum teorie vzdělávání přírodovědných oborů (PdF UP Olomouc). Príspevek vznikl za podpory ESF projektu. Autoři děkují recenzentkám Vladimíře Jaškové a Jitce Kopecké za cenné připomínky.

Literatura

- Bleka, J. (1933). Nálezy miocenních zkamenělin na Prostějovsku. – Věstník Klubu přírodovědeckého v Prostějově, 23, 86–87.
- Bubík, M., Dvořák, J. (1996). O nálezy karpát (miocén) a dalších výsledcích vrtu Slatinky MH-10. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1995, 20–21.
- De Bortoli, L., Hladilová, Š. (2015). Taxonomical analysis of the Badenian oysters from the Moravian part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic): a new revision. – Review of the Bulgarian Geological Society, 76, 2–3, 89–108.
- Doláková, N., Brzobohatý, R., Hladilová, Š., Nehyba, S. (2008). The red-algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). – Geologica Carpathica, 59, 2, 133–146.
- Friedberg, W. (1911–1928). Mięczaki miocenskie ziem polskich. I. Slimaki i lódkonogi. – 632 s. Atlas. Muzeum Dzieduszyckich. Lwow, Poznań.
- Friedberg, W. (1934–1936). Mięczaki miocenskie ziem polskich. II. Malže. – 284 s. Atlas. Polskie Towarzystwo Geologiczne. Krakow.
- Hladilová, Š., Nehyba, S., Zátoršek, K., Tomanová Petrová, P., Bitner, M. A., Demeny, A. (2014). Early Badenian transgression on the outer flank of Western Carpathian Foredeep, Hlučov area, Czech Republic. – Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84, 259–279.
- Hörnes, M. (1870). Die fossilen Mollusken des Tertiaer Beckens von Wien. II. Bivalven. – 479 s. Kaiserlich-königliche geologische Reichsanstalt. Wien.
- Hörnes, M., Partsch, P. (1851–56). Die fossilen Mollusken des Tertiaer Beckens von Wien. I. Univalven (Gastropoden). – 736 s. Kaiserlich-königliche geologische Reichsanstalt. Wien.
- Jašková, V. (1998). Nově objevené miocenní lokality na Prostějovsku. – Přírodovědné studie Muzea Prostějovska, 1, 133–139.
- Jašková, V. (2002). Revize některých lokalit řasových vápenců karpatské předhlubně na Prostějovsku. – Přírodovědné studie Muzea Prostějovska, 5, 99–101.

- Jašková, V., Lehotský, T. (2009). Nové lokality miocenních sedimentů s faunou na Prostějovsku (Lutotín, Myslejovice, Terezké údolí u Náměště na Haně). – Přírodovědné studie Muzea Prostějovska, 10–11, 183–190.
- Jašková, V., Lehotský, T., Hladilová, Š. (2006). Miocenní sedimenty od Seloutek na Prostějovsku. – Přírodovědné studie Muzea Prostějovska, 9, 143–150.
- Kalabis, V. (1934). O některých velkých zkamenělinách z miocénu okolí Prostějova a Olomouce. – Příroda, 27, 53–54.
- Kalabis, V. (1937). O pobřežní facii tortonského moře u Služína nedaleko Prostějova. – Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, 40, 107–111.
- Kalabis, V. (1938). Příspěvek ke stratigrafii miocénu u Prostějova. – Sborník Klubu přírodovědeckého v Brně, 20, 78–84.
- Kalabis, V. (1949). Monografie Clypeasterů z československého miocénu. – Rozpravy Státního geologického ústavu Republiky československé, 11, 1–115.
- Kalabis, V. (1956). K výskytu cerithií a „*Melanopsis martiniana*“ u okolí Olomouce. – Sborník Krajského Vlastivědného muzea v Olomouci, Oddíl A – přírodní vědy, 145–151.
- Kalabis, V. (1961a). Historie výzkumu terciéru širšího okolí Prostějova. – Sborník Vlastivědného muzea v Prostějově, oddíl přírodovědný, 59–75.
- Kalabis, V. (1961b). Několik poznámek k miocenním pectinidům Prostějovska. – Sborník Vlastivědného muzea v Prostějově, oddíl přírodovědný, 133–134.
- Kalabis, V. (1961c). Nález ježovky rodu *Scutella* Lamarck, 1816 v miocenním jemném písku u Slatinek. – Sborník Vlastivědného muzea v Prostějově, oddíl přírodovědný, 135–136.
- Kalabis, V. (1961d). O „druhu“ *Clypeaster partschi* Michelin, 1861 z miocénu od Slatinek u Prostějova na Moravě. – Sborník Vlastivědného muzea v Prostějově, oddíl přírodovědný, 76–84.
- Kupková, A. (1981). Miocenní ježovky z lokality Slatinky. – Zprávy Krajského vlastivědného muzea v Olomouci, 209, 1–7.
- Kupková, A. (1984). Příspěvek ke stratigrafii miocenních sedimentů na lokalitě Slatinky. – Zprávy Krajského vlastivědného muzea v Olomouci, 231, 1–6.
- Kupková, A. (1986). Mikrobiostratigrafické zhodnocení vrtů na lokalitě Slatinky. – Zprávy Krajského vlastivědného muzea v Olomouci, 243, 25–29.
- Kupková, A. (1995). Biostratigrafické hodnocení badenských uloženin u Slatinek. – Časopis Slezského muzea, 44, 1, 1–12.
- Kupková, A., Pek, I., Říha, J. (1987). Ostrakodi badenských sedimentů ve vrtech Slatinky A1, A2. – Zprávy Krajského vlastivědného muzea v Olomouci, 249, 1–5.
- Lehotský, T. (2006). *Ophiomorpha* isp. – první nález fosilní stopy ze Služína (karpatská předhlubeň). – Přírodovědné studie Muzea Prostějovska, 9, 141–142.
- Mandic, O. (2004). Pectinid bivalves from the Grund Formation (Lower Badenian, Middle Miocene, Alpine-Carpathian Foredeep) – taxonomic revision and stratigraphic significance. – Geologica Carpathica, 55, 129–146.
- Mandic, O., Harzhauser, M. (2003). Molluscs from the Badenian (Middle Miocene) of the Gaiendorf Formation (Alpine Molasse Basin, NE Austria) – taxonomy, paleoecology and biostratigraphy. – Annales des Naturhistorischen Museums in Wien, A, 104, 85–127.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss J. (1983). Geologie ČSSR I Český masív. – 336 s. SNTL Praha.
- Nehyba, S., Jašková, V. (2012). Výsledky vrtného průzkumu na lokalitě Hlučov (sedimenty spodního badenu karpatské předhlubně). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 36–41.
- Novák, Z. (1975). Spodnobadenské vápence karpatské předhlubně. – MS, dizertační práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity J. E. Purkyně (MU). Brno.
- Ovečka, M. (1949). Tektonika neogenní pánve Prostějovské. – MS, dizertační práce. Masarykova univerzita. Brno.
- Ovečka, M. (1954). Geologické poměry ve východním cípu Dražanské vysočiny, mezi Skalkou u Pivína a Předinou, blíže Prostějova. – Sborník SLUKO, A- přírodní vědy, 1 (1951–1953), 49–55.
- Papp, A., Cicha, I., Seneš, J., Steininger, F. (1978). Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, 4, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). – 594 s. VEDA. Bratislava.
- Pekař, P., Lehotský, T. (2013). Revision of the Fossil Macrofauna collection from the Slatinky-locality (Carpathian Foredeep, Lower Badenian) deposited in Regional Museum in Olomouc. – Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci, 305, 83–106.
- Schubert, R. J. (1913). Zur miocänen Foraminiferenfauna der Umgebung von Olmütz. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 5, 142–152.
- Schultz, O. (1998). Tertiärfossilien Österreichs. – 159 s. Goldschneck-Verlag. Korb.
- Schultz, O., Piller, W. E. (2001). Catalogus Fossilium Austriae Band 1/ Teil 1 Bivalvia neogenica (Nuculacea – Unionacea). – 380 s. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Wien.
- Schultz, O., Piller, W. E. (2003). Catalogus Fossilium Austriae Band 1/ Teil 2 Bivalvia neogenica (Lucinoidea – Mactroidea). – 310 s. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Wien.
- Schultz, O., Piller, W. E. (2005). Catalogus Fossilium Austriae Band 1/ Teil 3 Bivalvia neogenica (Solenioidea – Clavagelloidea). – 522 s. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.
- Smyčka, F. (1906). O miocénových usazeninách na devonských vápencích u Čelechovské Kaple blíže Prostějova. – Věstník Klubu přírodovědeckého v Prostějově, 8, 115–118.
- Spitzner, V. (1907). Geologické poměry okresu prostějovského a plumlovského. – Věstník Klubu přírodovědeckého v Prostějově, 9, 75–79.
- Strausz, L. (1966). Die Miozän- mediterranen Gastropoden Ungarns. – 639 s. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Studencka, B. (1986). Bivalves from the Badenian (Middle Miocene) marine sandy facies of Southern Poland. – Palaeontologia Polonica, 47, 11–28.
- Vysloužil, O. (1981). Fauna spodního badenu na lokalitě Služín v karpatské předhlubni na Moravě. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.

- Zágoršek, K., Holcová, K. (2009). Nejstarší spodnobadenský mechovkový event v karpatské předhlubni ve vrtech Přemyslovice (PX-1 až PY-4). – Přírodovědné studie Muzea Prostějovska, 10–11, 171–182.
- Zágoršek, K., Tomanová Petrová, P., Nehyba, S., Jašková, V., Hladilová, Š. (2010). Fauna vrtů HL 1a HL 2 u Hluchova (střední miocén), Prostějovsko. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 17, 99–103.
- Zágoršek, K., Nehyba, S., Tomanová Petrová, P., Hladilová, Š., Bitner, M. A., Doláková, N., Hrabovský, J., Jašková, V. (2012). Local catastrophe caused by tephra input near Přemyslovice (Moravia, Czech Republic) during the Middle Miocene. – Geological Quarterly, 56, 2, 269–284. <https://doi.org/10.7306/gq.1021>
- Zapletal, D. (2016). Miocenní paleontologická lokalita Taliánská skála. – MS, bakalářská práce. Pedagogická fakulta Univerzity Palackého. Olomouc.
- Zapletal, J. (2004). Contribution to paleogeographic evolution of Lower Badenian sedimentation in central Moravia (Czech Republic). – Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geology, 31–32, 87–98.
- Zapletal, J., Hladilová, Š., Doláková, N. (2001). Mořské sedimenty okrajové facie spodního badenu v Olomouci. – Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geology, 30, 75–82.

Editor: Pavla Tomanová Petrová

Doporučená citace článku: Zapletal, D., Hladilová, Š. (2018). Nové poznatky o miocenní paleontologické lokalitě Taliánská skála u Kelčic (karpatská předhlubeň, Česká republika). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 80–85.

NEOGENNÍ ZPĚTNÁ ROTACE VRÁSOVO-NÁSUNOVÉ STAVBY VE SPODNÍM KARBONU KRY MALENÍKU

Neogene back-rotation of the Variscan fold-thrust system in the Lower Carboniferous of the Maleník block

Josef Havíř 

Ústav fyziky Země, PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno

Key words: Moravian-Silesian Palaeozoic, Tertiary compression, bookshelf structure, folds, thrusts, Neogene reactivation

Abstract

In the frame of the geological mapping projects, geometry of the Variscan fold-thrust system of the Lower Carboniferous units on the SE margin of the Nizký Jeseník Highland and in the Maleník block was studied. This system consists of asymmetric kilometric folds and NW to WNW dipping thrusts. It is evident, that the fold geometry observed at sites on the SE margin of the Nizký Jeseník is almost the same as the fold geometry studied in the quarries in the Maleník block. The only difference consist in north-westwards tilting of the fold geometry in the studied area with respect to situation on the NE margin of the Nizký Jeseník. This tilting corresponds to the up to 40° rotation around the sub-horizontal axis, which is sub-parallel to fold axes of the tectonic large (km) folds. It indicates that there is mutual relationship between the discussed rotation and the reactivation of the Variscan fold-thrust system. The main features of structural model are introduced in the article to explain the discussed rotation. The model supposes compressional back-rotation of the block connected with reactivation of Variscan thrusts. The block was steepened as a result of the shear movements associated with overthrust above the Lower Carboniferous units approximately from SE to NW. Known evidences of the Neogene reactivation of the Variscan thrusts allow assumption, that this overthrusting body was a frontal part of the Western Carpathian Nappe system.

Úvod

Při geologickém mapování prováděném na několika listech pokrývajících jv. okraj Nizkého Jeseníku a kru Maleníku (obr. 1) bylo zjištěno, že celá geometrie vrásovo-násunové struktury ve kře Maleníku (a také v lomu Veselíčko v j. části jv. okraje Nizkého Jeseníku) je oproti jv. okraji Nizkého Jeseníku výrazně ukloněna směrem k Z až SZ. Ve východní části kry Maleníku jde o úklon asi o 20° až 30° (Havíř et al. 2003), ve střední a v z. části pak byla velikost diskutovaného úklonu na základě měření v lomu Podhůra vyčíslena na přibližně 40° (Havíř 2016). Porovnání strukturních prvků zjištěných při mapování na listu 25-132 Lipník n. Bečvou s geometrií vrás na v. okraji Nizkého Jeseníku přitom ukazuje, že k výše diskutovanému uklonění geometrie vrásovo-násunové stavby ve kře Maleníku došlo rotací kolem horizontální či jen mírně ukloněné osy, která byla subparalelní s osami řádově kilometrových vrás. Smyslem tohoto článku je předběžně (alespoň v hlavních rysech) představit model, který tuto rotaci vrásovo-násunové stavby vysvětluje, tak, aby s ním mohla být seznámena širší odborná veřejnost dříve, než bude připravena a publikována podrobnější práce.

Geologie a tektonická stavba studované oblasti

Jak na jv. okraji Nizkého Jeseníku, tak i ve kře Maleníku vychází na povrch kulmské sedimenty (siliciclastic) moravického a hradecko-kyjovického souvrství stáří svrchního visé (Dvořák 1994). Kulmské sedimenty tvoří variský příkrov oddělený plochou odlepení (decollement) od podložních svrchnodevonských až spodnokarbon-

ských platformních karbonátů jednotky Moravského krasu (Čížek, Tomek 1991), které v prostoru Hranického krasu vystupují na povrch (Otava et al. 2016).

Dominantním prvkem tektonické stavby zmíněných kulmských sedimentů ve studovaném prostoru je východovergentní vrásovo-násunová stavba (Grygar, Vavro 1995), která je typickým prvkem tzv. tence násunového příkrovového systému (viz Čížek, Tomek 1991). Velmi dobře lze v terénu pozorovat především asymetrické východovergentní vrásky řádově kilometrových rozměrů se subhorizontálními či jen mírně ukloněnými osami orientovanými ve směru SV-JZ až SSV-JJZ (obr. 2). Tyto vrásky jsou geneticky spjaty s násunými ukloněnými k SZ až ZSZ, které jsou v prostoru Nizkého Jeseníku dokumentovány např. na seismických profílech interpretovaných Čížkem a Tomkem (1991). Směrem do hloubky se násunové plochy stáčí a přechází do hlavní plochy odlepení na bázi tělesa příkrovu tvořeného kulmskými sedimenty.

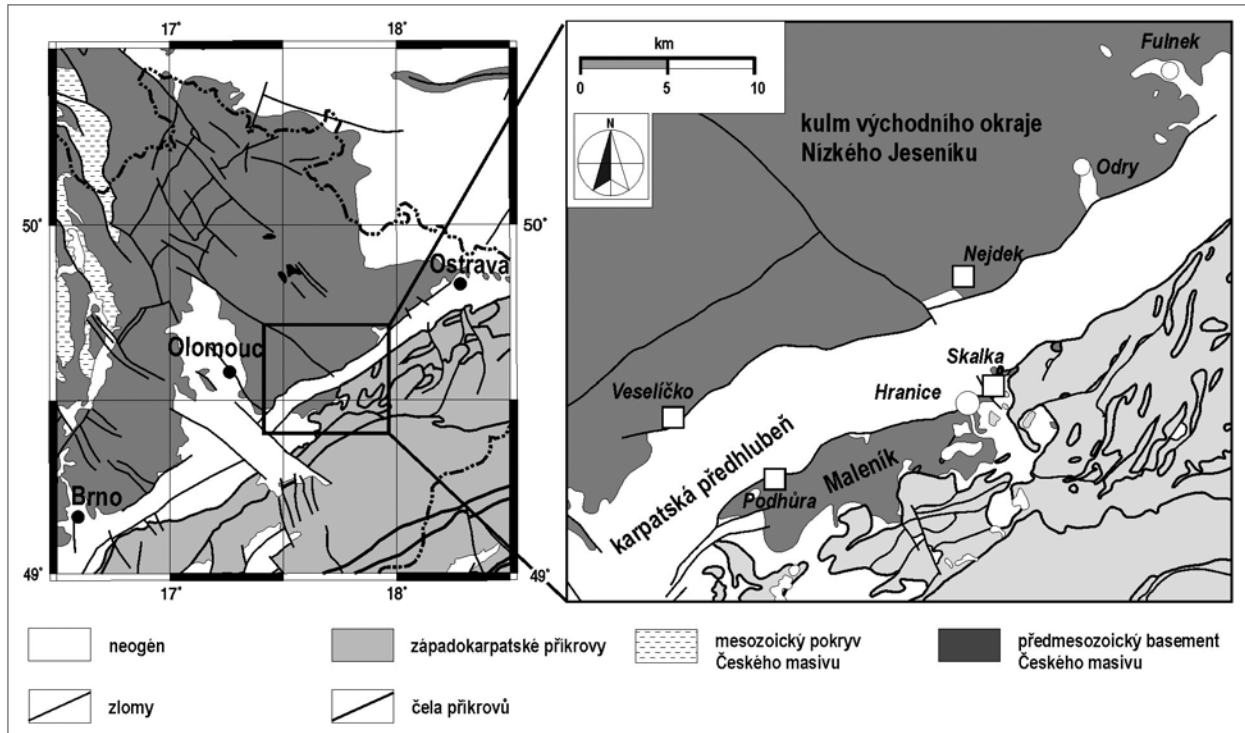
Přímé pozorování v Hranickém krasu i seismické profily na jiných místech ukazují, že také karbonáty v podloží příkrovu tvořeného kulmskými sedimenty mají intenzivní šupinovou stavbu spojenou s variskou tektonikou, tvořenou k Z až SZ ukloněnými plochami foliace a variskými násunými (Dvořák 2004; Havíř et al. 2003; Krejčí et al. 2002; Otava et al. 2016).

Výše diskutovaná variská stavba je pak dále komplikována strmými zlomy tzv. sudetského zlomového systému (ve smyslu Suka et al. 1996) směru SZ-JV. Zlomy tohoto systému byly založeny již během variské orogeneze, následně pak byly v různých obdobích opakovaně reaktivovány (např. Aleksandrowski et al. 1997; Grygar, Jelínek 2003; Špaček et al. 2015).

Na sedimentech paleozoika leží transgresivně klastika karpatské předhlubně karpatského a spodno-

 havir@ipe.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-86>



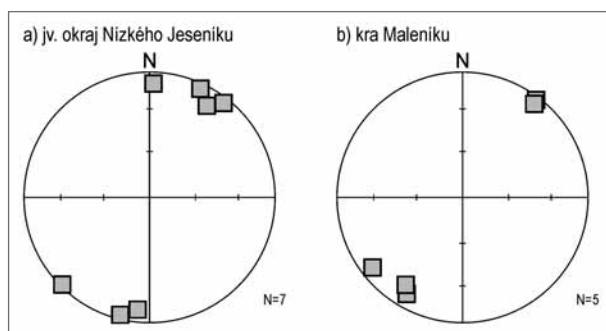
Obr. 1: Schematická geologická mapa regionu jv. okraje Nízkého Jeseníku a kry Maleníku (vlevo: sestaveno a modifikováno podle Kodyma et al. 1967 a Mahel'a et al. 1973; vpravo: podle Rotha 1990, zjednodušeno) s vyznačenými pozicemi lomů zmíněných v textu (Nejdek, Podhůra, Skalka a Veselíčko).

Fig. 1: Geological scheme of the SE part of the Nízký Jeseník and area of the Maleník block (left: compiled and modified after Kodym et al. 1967 and Mahel' et al. 1973; right: after Roth 1990, simplified) with locations of quarries mentioned in the text (Nejdek, Podhůra, Skalka and Veselíčko).

badenského stáří. V důsledku vyklenování alpského předpolí docházelo v tomto předpolí k vytváření poklesů uklánějících se obecně k JV. Počátek spodnobadenské sedimentace tak byl spojen s aktivitou extenzních struktur (poklesy, flexurní ohyby) tvořících současný okraj vyzdviženého prostoru Nízkého Jeseníku vůči karpatské předhlubni (Jurková 1976, 1985). Předbadensky aktivní struktury, např. poklesy limitující současné rozšíření sedimentů karpátu, lze hledat více na JV od recentních svahů Nízkého Jeseníku (Jurková 1985). Největší mocnosti neogenních sedimentů karpatské předhlubně se nachází v depresi Moravské brány. V západní části (tzv. Bečevská

brána) reprezentuje Moravská brána hluboko erodovanou depresi, ve které schází kulmské sedimenty a na paleozoických karbonátech leží přímo spodnobadenská klastika (Czudek, Dvořák 1989; Jurková 1971).

Od J a JV jsou na podloží tvořené jednotkami Českého masívu a na neogenní sedimenty karpatské předhlubně nasunuty vnější západokarpatské příkrově. Seismické profily ukazují, že v sv. části Moravské brány došlo k dosouvání čela západokarpatských příkrovů přinejmenším ve dvou etapách, přičemž dosunutí starších příkrovů reprezentovaných podslezskou jednotkou bylo předbadenské, zatímco příkrovová tělesa dosunutá v průběhu mladší etapy jsou nasouvána také na sedimenty spodního badenu (Jurková 1971, 1985; Krejčí et al. 2002). Ve zmíněné sv. části Moravské brány zasahují příkrovová tělesa starší i mladší etapy až do prostoru Moravské brány. Oproti tomu v jz. části Moravské brány (v Bečevské bráně) současné rozšíření těles západokarpatských příkrovů nesahá za elevaci kry Maleníku (Czudek, Dvořák 1989; Jurková 1971). Vyklenutá struktura (tzv. slavkovsko-těšínský hřbet), jejíž součástí je kra Maleníku, přitom pokračuje dále k VSV, přičemž u Hranic se v pokračování této elevace noří pod západokarpatské příkrově (Dlabač, Menčík 1964; Jurková, Menčík 1983).



Obr. 2: Bodové diagramy os řádově kilometrových vrás na jv. okraji Nízkého Jeseníku (vlevo) a v prostoru kry Maleníku (vpravo).

Fig. 2: Diagram of fold axes of large (km) folds on the SE margin of the Nízký Jeseník (left) and in the area of Maleník block (right).

Geometrie vrásovo-násunové stavby ve studovaném prostoru

Geometrie řádově kilometrových východovergentních vrás byla sledována v řadě lomů situovaných na jv.

okraji Nízkého Jeseníku a ve kře Maleníku (např. Havíř 2003, 2016).

Ohyb v zámkové oblasti kilometrových vrás je obvykle náhlý, zámková oblast má většinou jen řádově metrové rozměry a ve srovnání s rozměry ramen je tak velmi malá (Havíř 2003). Zatímco v prostoru kry Maleníku je jedno rameno středně ukloněné a nepřekocené a druhé je strmé, místy subvertikální až strmě překocené, v jv. části Nízkého Jeseníku (s výjimkou j. části, tj. okolí Veselíčka) bylo ve vrásové stavbě obvykle pozorováno jedno subhorizontální či jen mírně ukloněné rameno v normální poloze a druhé překocené středně ukloněné rameno. Meziramenní úhly jsou přitom v jv. části Nízkého Jeseníku a ve kře Maleníku podobné (cca 45° až 70°). Porovnáme-li např. synformní ohyb řádově kilometrové vrásy pozorovaný v lomu Nejdek na jv. okraji Nízkého Jeseníku s podobným synformním ohybem (rovněž řádově kilometrové vrásy) pozorovaným v lomu Podhůra na sz. okraji kry Maleníku, vidíme, že obě vrásové geometrie se liší pouze tím, že vrásová stavba v lomu Podhůra je oproti situaci v lomu Nejdek ukloněná o 40° k ZSZ (obr. 3). Orientace vrásových os přitom zůstala přibližně stejná, liší se pouze sklony vrásových ramen a osních rovin.

Vrásová ramena řádově kilometrových vrás jsou pak na některých místech dále deformována. Jednak v nich vznikají tektonické šupiny různých rozměrů, přičemž plochy tvořící jejich tektonická omezení jsou zakřivené a přechází do ploch vrstevnatosti. Smysl střížné deformace reprezentované těmito tektonickými šupinami vesměs koresponduje se střížnou deformací spojenou s vysouváním jádra řádově kilometrové vrásy v průběhu ohýbání vrstev při vzniku vrásové struktury. Tento mechanismus ohybu se skluzem lze dobře doložit také četnými striacemi na vrstevních plochách v ramenech vrás, které odpovídají

mezivrstevním prokluzům. Místa jsou vrásová ramena také komplikována dalšími vrásovými strukturami, jejichž rozměry se pohybují od řádově stovek metrů až po decimetry.

Při vzniku vrásovo-násunové stavby hrály zásadní úlohu také k SZ až ZSZ ukloněné variské násuny. Asymetrické vrásy lze chápat jako projevy výrazné nekoaxiální deformace v širším okolí násunů, která byla spojena právě s pohyby podél násunových ploch. V terénu je ale obvykle obtížné vymezit konkrétní průběh zmíněných násunových ploch, protože mají podobný směr jako plochy vrstevnatosti. Z geometrie vrásové stavby lze soudit, že průběh hlavních násunových struktur lze očekávat v prostoru strmých, popřípadě překocných ramen asymetrických vrás či v jejich blízkosti, jak předpokládají ve svých schématech také Čížek a Tomek (1991) či Kumpera a Martinec (1995).

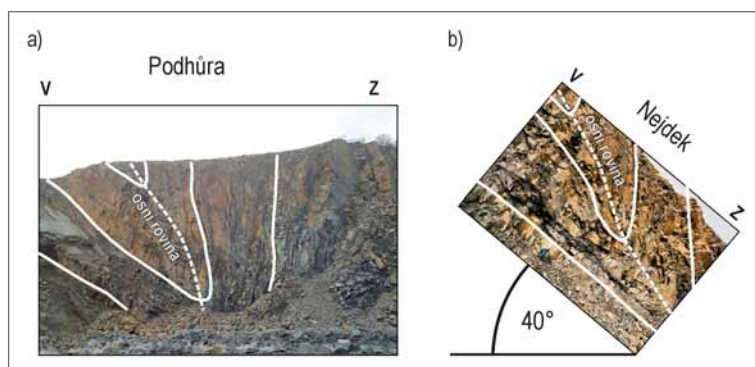
V dnes již odtěžené části lomu Podhůra byly v roce 2001 zjištěny přesmyky kulmských hornin přes spodnobadenskú klastiku (Havíř, Otava 2004), které ukazují na neogenní reaktivaci původně variských násunů. Podobné křehké porušení (přesmyk devonských karbonátů přes sedimenty karpátu) bylo zjištěno také na v. okraji kry Maleníku, v lomu Skalka Cementárny Hranice (Havíř, Otava 2004).

Model zpětné rotace vrásové stavby v prostoru Maleníku

Rozdíl v geometrii vrásových systémů v jv. části Nízkého Jeseníku a ve kře Maleníku lze matematicky popsat rotací kolem subhorizontální osy směru SSV–JJZ až SV–JZ, tedy subparalelní s osami řádově kilometrových vrás, respektive se směrnicemi variských násunů. Zmíněná osa rotace tedy jeví geometrický vztah k orientaci vrásovo-násunové stavby a pokud tento vztah není čistě náhodný, ukazuje to, že diskutované uklonění k ZSZ až SZ souviselo s genezí či reaktivací prvků vrásovo-násunové stavby.

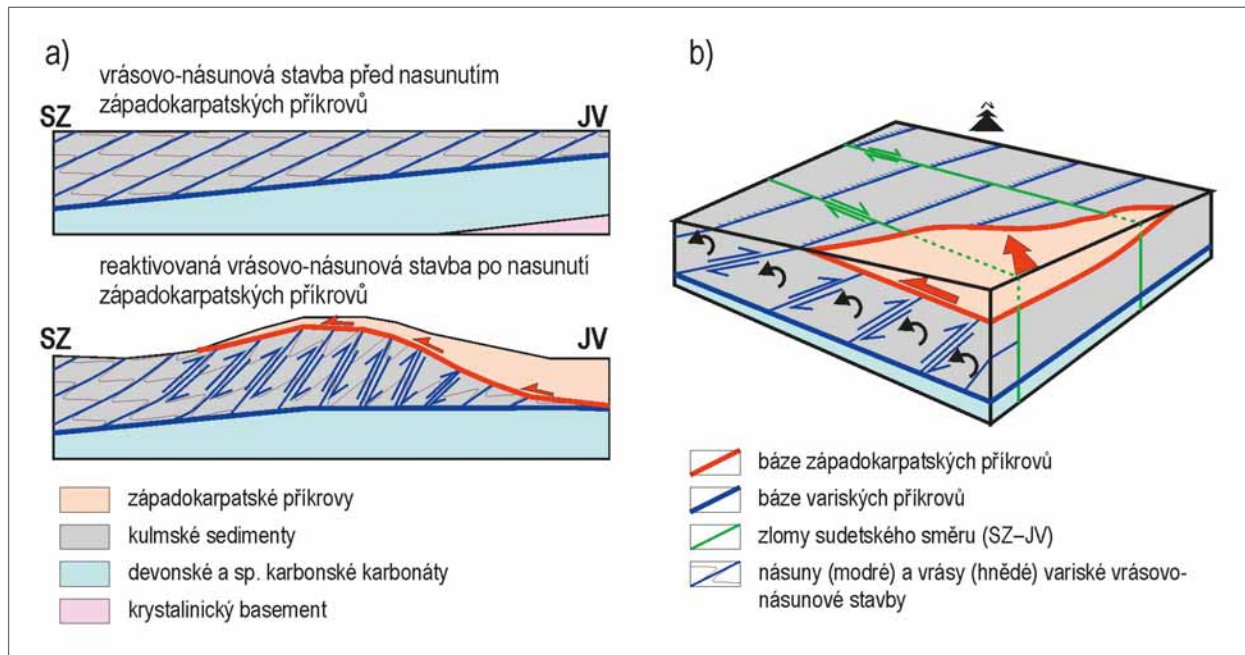
V lomu Veselíčko byly zjištěny k JV ukloněné zlomové plochy se subhorizontálními striacemi, které sečou nepřekocené středně ukloněné rameno řádově kilometrové vrásy a jsou mladší, než tato vrása (nejsou ovlivněny mezivrstevními prokluzy). Při odstranění vlivu výše diskutované rotace kolem subhorizontální osy mají tyto zlomy charakter strmých horizontálních posunů (Havíř 2001), což ukazuje, že k diskutované rotaci došlo až po vzniku variské vrásovo-násunové stavby a že tedy souvisí nejspíše s její mladší reaktivací.

Pro zvážení možných mechanismů deformace spojené s diskutovanou rotací je důležitým faktem to, že kulmské sedimenty vytvářely v prostoru Maleníku přibližně kilometr mocné těleso reprezentující variský příkrov oddělený od podloží bazální plochou, přičemž toto těleso bylo hustě imbrikováno variskými násunými (s ohledem na rozměry variských vrás lze odhadovat



Obr. 3: Schematické znázornění geometrie synformního ohybu řádově kilometrové vrásy v lomu Podhůra v prostoru kry Maleníku (vlevo, foto autor) a porovnání s geometrií synformního ohybu řádově kilometrové vrásy v lomu Nejdek na jv. okraji Nízkého Jeseníku (vpravo, foto J. Otava). Oba snímky zachycují pohled od S k J. Geometrie kilometrové vrásy v lomu Podhůra odpovídá geometrii zjištěné v lomu Nejdek rotované o cca 40° k Z.

Fig. 3: Scheme of hinge zone geometry of large fold (synform) observed in the quarry Podhůra situated in the Maleník block (left, photo author) with comparison of geometry of similar tectonic kilometric fold (synform) in quarry Nejdek situated on the SE margin of the Nízký Jeseník area (right, photo J. Otava). Both pictures show view from N to S. Geometry of kilometric fold observed in quarry Podhůra corresponds to geometry of folds in quarry Nejdek rotated 40° westwards.



Obr. 4: Ideová schémata neogenní reaktive původně variské tektonické stavby v kulmských sedimentech v prostoru kry Maleníku. a) Ideové schematické profily znázorňující tektonicky imbrikovanou jednotku kulmu s variskou vrásovo-násunovou stavbou před nasunutím západokarpatských příkrovů (nahore) a následnou neogenní reaktivaci variských násunů a zpětnou rotaci tektonických bloků kulmských sedimentů v důsledku dosouvání západokarpatských příkrovů (dole). b) Ideové blokové schéma reaktive původně variské tektonické stavby ve spodnokarbonských sedimentech v důsledku dosouvání západokarpatských příkrovů (blíže viz text).

Fig. 4: Scheme of the Neogene reactivation of the originally Variscan fold-thrust system in the Lower Carboniferous units exposed in the Block of Maleník. a) Schematic cross-sections illustrating tectonically imbricated Lower Carboniferous units with Variscan fold-thrust system prior to overthrust of the Western Carpathian Nappes (upper cross-section) and after this overthrust (lower cross-section). b) Schematic block-diagram of reactivation of the originally Variscan fold-thrust system in the Lower Carboniferous sediments as a result of the overthrust of the Western Carpathian Nappes (see text for details).

vzájemnou vzdálenost násunových ploch měřenou ve směru jejich normál na několik stovek metrů) a navíc bylo ještě dále segmentováno strmými sudetskými zlomy směru SZ–JV do pruhů širokých přibližně několik jednotek kilometrů. Těleso kulmských sedimentů tedy bylo v důsledku variských deformací tektonicky rozčleněné výše zmíněnými křehkými poruchami do šupinovitě se překrývajících bloků relativně malých (řádově kilometrových) rozměrů. Jako vhodný model reaktive vrásvo-násunové stavby, který by vedl k pozorované rotaci geometrie vrásových systémů, se pak jeví dominový mechanismus spojený s reaktivací variských násunů (obr. 4). Oproti klasickému dominovému modelu ale v tomto případě charakter rotace horninových bloků odpovídá kompresní reaktivaci násunů a současně se stávají strmější.

Vzhledem k dokladům neogenní reaktive variských násunů při dosouvání západokarpatských příkrovů (Havíř, Otava 2004; Krejčí et al. 2002) lze diskutovanou dominovou rotaci s velkou pravděpodobností spojovat právě se střížnou deformací v podloží a před čelem dosouvajících se západokarpatských příkrovů. Pro vysvětlení rotace zasahující kulmské sedimenty nejen v prostoru kry Maleníku, ale také v okolí Veselíčka, by tak bylo zapotřebí předpokládat přesunutí západokarpatských příkrovů přes prostor kry Maleníku, a to patrně až k Veselíčku, tedy nejméně o cca 10 km dále oproti současné pozici čela západokarpatských příkrovů v tomto regionu.

Tento předpoklad je v případě staroštýrských příkrovů reálný. V severovýchodní části Moravské brány zasahuje současné čelo staroštýrských příkrovů pod badenskými sedimenty daleko do prostoru Moravské brány (např. Jurková 1985). Navíc v jz. části Moravské brány a v prostoru kry Maleníku je nutné počítat s významnou erozí, jednak v důsledku výzdvihu jv. okraje Nízkého Jeseníku a přilehlých částí karpatské předhlubně v době po dosunutí staroštýrských příkrovů a před počátkem spodnobadenské sedimentace (Jurková 1971, 1976), a jednak v důsledku vyklenutí prostoru Maleníku, což bylo spojeno se vznikem strmější pozice horninových bloků při dominové rotaci. Takové časové zařazení reaktive variských násunů a zpětné rotace by také dobře korelovalo se závěry Jurkové a Menčíka (1983) týkající se vzniku pohřbené části slavkovsko-těšínského hřbetu reprezentující pokračování elevace kry Maleníku.

Výše nastíněný model komplikuje fakt, že přesmyky kulmu přes spodnobadenská klastika v lomu Podhůra ukazují na badenskou či pobadenskou reaktivaci variských násunů, kterou by již bylo nutné korelovat s dosouváním mladoštýrských příkrovů. Mladoštýrská reaktivace by ale nevysvětlila dosah pozorované zpětné rotace až k Veselíčku, tedy do prostoru, který je v současné době oddělen od kry Maleníku hluboce erodovanou depresí vyplněnou spodnobadenskými klastiky. V době dosunutí staroštýrských příkrovů, na rozdíl od mladoštýrské etapy,

zde tato překážka ještě nebyla. Proto je pravděpodobnější, že k hlavním změnám (ke zpětné rotaci) došlo již během starožitavského dosunutí, i když mladožitavské pohyby se také projeví menší či větší reaktivací křehkých poruch.

Závěr

Z výše diskutovaných faktů je možné vyvodit, že k vyklenutí elevace kry Maleníku došlo nejspíše v důsledku komprese spojené s dosunutím starožitavských příkrovů, a to v době po uložení sedimentů karpát, jejichž šupiny jsou j. od elevace Maleníku místy tektonicky zapracovány do západokarpatských příkrovů (viz Krejčí et al. 2002), a současně před uložení sedimentů spod-

ního badenu. Vlivem deformace před čelem a v podloží dosouvaného starožitavského příkrovu došlo ke střížné kompresní reaktivaci variské vrásovo-násunové stavby. Variské násuny se při neogenní reaktivaci staly strmějšími, což se projevilo zpětnou rotací jimi oddělených horninových bloků a vedlo k uklonění geometrie variských vrásových struktur až o 40° k SZ až ZSZ.

Poděkování

Príspevek vznikl s finanční podporou projektu ČGS číslo 321186 „Základní geologické mapování České republiky 1 : 25 000 pro roky 2014–2018, oblast střední Morava“. Autor děkuje oběma recenzentům za jejich připomínky.

Literatura

- Aleksandrowski, P., Kryza, R., Mazur, S., Żaba, J. (1997). Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. – *Geological Magazine*, 134, 5, 727–739. <https://doi.org/10.1017/S0016756897007590>
- Czudek, T., Dvořák, J. (1989). Vznik morfostruktury Moravské brány. – *Sborník Československé geografické společnosti*, 94, 4, 241–248.
- Čížek, P., Tomek, Č. (1991). Large-scale thin-skinned tectonics in the Eastern boundary of the Bohemian Massif. – *Tectonics*, 10, 2, 273–286. <https://doi.org/10.1029/89TC03241>
- Dlabač, M., Menčík, E. (1964). Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. – *Rozpravy Československé akademie věd, řada matematických a přírodních věd*, 74, 1, 1–58.
- Dvořák, J. (1994). Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. – *Československý geologický ústav, Praha*.
- Dvořák, V. (2004). Orientační strukturní analýza vápenců Hranického krasu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003*, 42–45.
- Grygar, R., Jelínek, J. (2003). The Upper Morava and Nysa pull-apart grabens - the evidence of neotectonic dextral transtension on the Sudetic Fault System. – *Acta Monathana IRSM AS CR, ser. A*, 24, 51–59.
- Grygar, R., Vavro, M. (1995). Evolution of Lugosilesian Orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. – *Journal of Czech Geological Society*, 40, 1–2, 65–90.
- Havíř, J. (2001). Studium orientace hlavních os paleonapětí v širším okolí Moravské Brány – Výsledky první etapy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2000*, 44–46.
- Havíř, J. (2003). Geometrie strukturních prvků na jv. okraji Nížkého Jeseníku a ve kře Maleníku – předběžné výsledky (měření a analýzy v roce 2002). – *MS, ČGS, Brno*.
- Havíř, J. (2016). Variský vrásový systém odkrytý v lomu Podhůra (sv. okraj Českého masivu, kra Maleníku). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 23, 1–2, 66–70.
- Havíř, J., Dvořák, V., Otava, J. (2003). Nové výsledky strukturního studia Paleozoika okolí Hranic. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2002*, 48–51.
- Havíř, J., Otava, J. (2004). Badenian deformations in Carpathian Foredeep; a case study from NE Moravia. – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, 31–32, 99–106.
- Jurková, A. (1971). Vývoj badenské čelní hlubiny v Moravské Bráně a na Ostravsku. – *Geologické práce, Správy*, 57, 155–160.
- Jurková, A. (1976). Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 21, 4, 349–362.
- Jurková, A. (1985). Moravská brána jako dědičná depresní morfostruktura. – *Sborník GPO*, 29, 129–133.
- Jurková, A., Menčík, E. (1983). Vývoj epivariské platformy v předneoidním a neoidním období. – In: Menčík, E., Adamová, M., Dvořák, J., Dudek, A., Jetel, J., Jurková, A., Hanzlíková, E., Houša, V., Peslová, H., Rybářová, L., Šmíd, B., Šebesta, J., Tyráček, J., Vašíček, Z. (1983). *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*, 171–173, Ústřední ústav geologický, Academia, Praha.
- Kodym, O., Fusán, O., Matějka, A. (1967). Geologická mapa ČSSR 1 : 500 000. – *Ústřední Ústav Geologický Praha*.
- Krejčí, O., Hanžl, P., Hubatka, F., Sedlák, J., Švancara, J. (2002). Hercynian and Alpine brittle deformation of the Bruno-Vistulicum and its sedimentary cover units in the footwall of the Outer Western Carpathians (E part of the Czech Republic). – *Krystalinikum*, 28, 145–167.
- Kumpera, O., Martinec, P. (1995). The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin. – *Journal of the Czech Geological Society*, 40, 1–2, 47–63.
- Mahel', M., Púchy, R., Varga, J. (1973). Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas 1 : 1 000 000. – *GUDŠ Bratislava/UNESCO Paris*.

- Otava, J., Bábek, O., Bubík, M., Buriánek, D., Čurda, J., Franců, J., Fůrychová, P., Geršl, M., Gilíková, H., Godány, J., Havíř, J., Havlín Nováková, D., Krejčí, O., Krejčí, V., Lehotský, T., Maštera, L., Novotný, R., Poul, I., Sedláčková, I., Skácelová, D., Skácelová, Z., Stráník, Z., Švábenická, L., Tomanová Petrová, P. (2016). Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 25 - 141 Kelč. Geologická mapa 1 : 25 000 s textovými vysvětlivkami. 116 s. ČGS Praha.
- Roth, Z. (1990). Geologická mapa ČSSR 1:200 000, M-33-XXIV Olomouc. – Ústřední Ústav Geologický Praha.
- Suk, M., Reichwalder, P., Šefara, J., Schenk, V. (1996). Regionalizace v geologických vědách. – Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geologia 38, 1–227.
- Špaček, P., Bábek, O., Štěpančíková, P., Švancara, J., Pazdírková, J., Sedláček, J. (2015). The Nysa-Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemia Massif). – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 104, 96–990. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1121-7>

Editor: Marek Slobodník

Doporučená citace článku: Havíř, J. (2018): Neogenní zpětná rotace vrásovo-násunové stavby ve spodním karbonu kry Maleníku. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 86–91.

DEVONIAN SEDIMENTARY ROCKS TECTONICALLY INCORPORATED INTO THE BRNO MASSIF, EASTERN MARGIN OF THE BOHEMIAN MASSIF

Devonské sedimentární horniny tektonicky začleněné do brněnského masivu, východní okraj Českého masivu

Ján Klišťinec ✉, Rostislav Melichar

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno

Key words: tectonics, Devonian, Brunovistulicum, Brno Massif, Variscan orogeny

Abstrakt

Devonská klastika severního okolí Brna jsou součástí sj. orientované zóny Babího lomu, která probíhá středem brněnského masivu. I když devon tvoří zdánlivě samostatný relik, byly na jižním svahu kopce Strážná (369 m n. m.) nalezeny klíčové informace pro řešení stavby celé zóny Babího lomu: 1) Horninový sled devonských klastik je na dané lokalitě dostatečně variabilní (břidlice, prachovce, pískovce, křemenné a petromiktní slepence), což umožňuje dobře rozpoznat vrstevnatost i směr do nadloží. 2) Vrstevnatost devonských hornin se v z. části reliktu uklání k V a směrem na V se překlápí přes vertikální orientaci do pozice překocené s úklonem k Z. 3) Omezení devonských hornin je z části primární – transgresivní (na JZ s reliktním fosilním zvětřáním podloží), z části tektonické (východní a sz. omezení). Uvedená pozorování lze v kombinaci se strukturálně geologickými informacemi z okolí vysvětlit následující interpretací: 1) Devonské vrstvy tvoří překocenu vrásu. S největší pravděpodobností se jedná o antiklinálu s osní plochou ukloněnou k Z. 2) Vrásová stavba vznikla zřejmě v důsledku deformace vlekem podél násunového zlomu a tvoří spodní část tektonické šupiny. 3) Svrchní část této šupiny reprezentují horniny hřbetu Babího lomu. Následné křehké postižení vedlo k rozdělení struktury a posunutí částí do různých úrovní za vzniku dnešního obrazu geologické stavby.

Abstract

The Devonian clastic rocks in the northern vicinity of Brno are a segment of the north-south oriented Babí lom zone, cutting central part of the Brno Massif. Although the Devonian rocks form a seemingly isolated relict, the area of southern slope of Strážná hill (369 m a. s. l.) south of Lelekovice gives us key information for understanding the whole Babí lom zone structure: 1) The Devonian sediments are lithologically variable, with shale, siltstones, sandstones, and quartzitic conglomerates, which enables us to recognize bedding and younging. 2) Bedding changes its orientation: it is dipping towards the east in the west, vertical in the middle, and overturned with dip towards the west in the east. 3) The Devonian rocks are limited partially primarily with transgressive boundary (in the SW with relict of fossil weathering) and partially tectonically (in the E and NW). These facts can be interpreted by the following explanation: 1) The Devonian beds form a recumbent fold, which is most likely an anticline with axial surface dipping towards the west. 2) The fold structure probably originated by dragging alongside a thrust fault and is a lower part of a tectonic sheet. 3) The Babí lom ridge may represent an upper part of the sheet. A segmentation of the structure is a result of subsequent brittle faulting.

Introduction

The locality under study is a part of the Brno Massif (Brunovistulicum), which is comprised of two different granitoid regions separated by the Metabasite zone (Weiss in Svoboda et al. 1964, p. 328; Hanžl, Melichar 1997). The Eastern granitoid zone is typical by Královo pole granodiorite with characteristic columnar biotite crystals (Mitrenga, Rejl 1993). Metabasite zone is accompanied by a discontinuous belt of Devonian clastic rocks named Babí lom zone (Dvořák 1963a). This north-south oriented zone starts near Šebrov in the north and continues through Lelekovice to Žlutý kopec [Yellow hill] and Červený kopec [Red hill] in the city of Brno (Fig. 1).

The Devonian clastic rocks of the Babí lom zone consist mainly of different-size grained conglomerates, sandstones, arkose, and siltstones. Small occurrences of highly strained limestone were found west of Lelekovice village. The clastic sediments have red-violet color. In-

tercalation of strong conglomerates and soft sandstones and siltstones leads to zonal geomorphology with rocky ridges separated by smooth terrain. Petrography of Babí lom zone clastic rocks was described by Zádřapa (1962) and sedimentary interpretation by Wojewoda et al. (2015). The age of these sedimentary rocks was considered to be lower Devonian (Zapletal 1931–1932). The Givetian age of limestone from Lelekovice was biostratigraphically documented by Hladil (1991). An identically oriented bedding of the limestone and of the clastic rocks of Babí lom locality as well as the overall development of the Devonian in Moravia can indicate Devonian, pre-Givetian age of the clastic rocks with some degree of certainty.

The studied area itself lies in the southern vicinity of Lelekovice in the southern part of the Strážná hill (altitude 369 m), where a segment of Devonian clastic rocks was discovered. Geometry and tectonic interpretation of this small relic is the aim of this work.

✉ jan.klistinec@gmail.com

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-92>

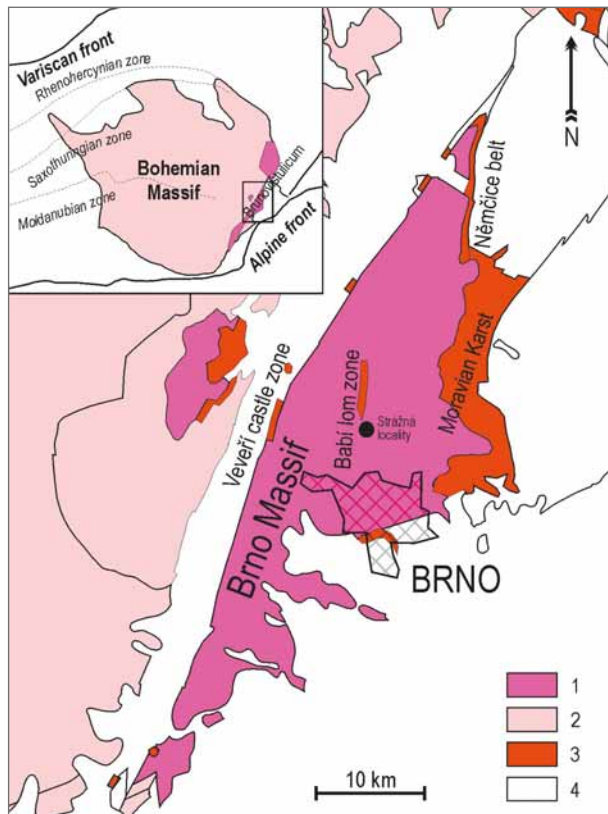


Fig. 1: Schematic geological map of the Brno Massif. 1 – Brnovistulicium; 2 – Other crystalline units; 3 – Devonian; 4 – Post Devonian units.

Strain relations of the Brno Massif and Devonian sedimentary rocks

Rocks of the Brno Massif were strained during the Variscan orogeny. Geometry of the deformation is well visible at contacts with the Devonian rocks, which could be found in 3 zones: (1) Veverí castle zone at the western edge of Brno Massif, (2) central Babí lom zone and (3) at the eastern contact with the Moravian Karst (Dvořák 1963a), especially in its northern part called the Němčice belt (Kettner, Chlupáč 1962).

Structure of the Babí lom zone was first shown by Gerlich (1932), who concluded that the Devonian limestone has been overthrust by the Metabasite zone. Zapletal (1931–1932, p. 94) recognized that the Devonian rocks are not an erosional relic of a graben, but slices incorporated into the Brno Massif granitoids along reverse faults. Dvořák (1963b) considered the Babí lom zone as a compressed syncline, which has been overthrust by Brno Massif rocks from both western and eastern sides. Hladil (1991) referred to the limestone as a large “boudin”.

Based on stylolites and quartz veins orientation analysis, Roupec (1994) was able to distinguish two east-west compression phases during the Variscan orogeny. Similar results were found by Hroza (2003) based on paleostress analysis of faults in the Eastern granitoid zone. Hanžl and Melichar (1997) considered the Devonian rocks in the Brno Massif as evidence of the Variscan thrusting, which was apparently proved by a seismic profile (Hanžl et al. 1999). Contrary to the prevailing opinion about

thrust tectonics, Železný and Melichar (2002) described a local brittle-ductile normal faulting at the boundary of the Metabasite and the Eastern granitoid zones.

The Veverí castle zone (or Čebínka zone) consists of small discontinuous sheets, which have been dislocated by the marginal fault zone of the Boskovice furrow that complicates its interpretation (Bábek et al. 1995; Špaček et al. 2002). On the other hand, brittle-ductile structures associated with thrust shear zones and drag folds were discovered at the eastern margin of the Brno Massif in the Němčice belt (Melichar, Kalvoda 1997) as well as in southern part of the Moravian Karst (Rez et al. 2011).

Methods

A field work took place in autumn 2016 and spring 2017, which yielded three key outcrops (localities). Their locations are given in figure 5. Directional data were recorded in dip notation and processed in the StaTect software. The data were plotted in the Lambert equal-area azimuthal projection on the lower hemisphere.

Results

Bedding was recognized by lithological changes among several types of sandstones, conglomerates and laminated siltstones. Bedding is usually N–S striking and more-or-less steeply dipping (Fig. 2). Overturning of bedding was discovered on locality #2 (Fig. 3), where its dip direction is changing from west to east: beds are moderately to steeply dipping to the east in the western part of the road cut (S 78°/65°, Fig. 4a), subvertical orientation is typical for the central part and dip direction to the west (S 261°/80°) was found in the east. Facing of the sedimentary rocks was recognized on locality #1, where

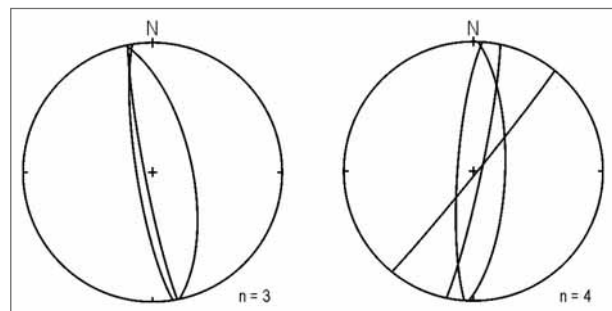


Fig. 2: Orientation of bedding (left) and cleavage planes (right). A Lambert equal-area azimuthal projection on the lower hemisphere.

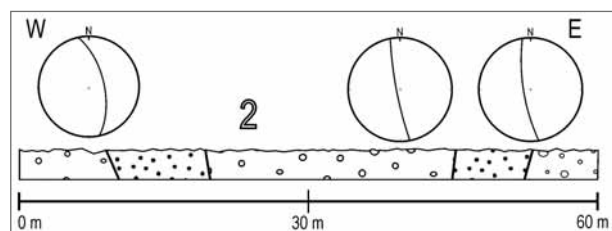


Fig. 3: A changing of bedding orientation from normal at the west to overturned at the east, roadcut south of Lelekovice, locality #2. Key: dots – sandstone and siltstone; circles – conglomerates.

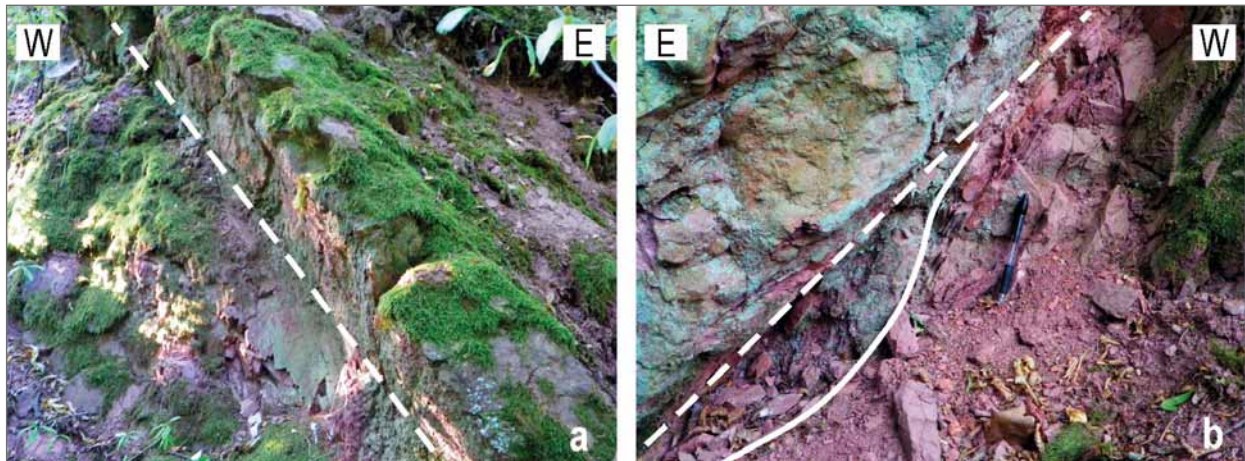


Fig. 4: Sedimentary structures in the Devonian sedimentary rocks: a – bedding well visible on contact (dashed line) between soft sandstones and hard conglomerates, locality #2; b – sedimentary channel (white full line) cut off (dashed line) by conglomerate bed (top-left) indicates younging to the east, locality #1.

channel indicating younging to the east was discovered (Fig. 4b). Strain in the siltstone is documented by cleavage slightly oblique to primary lamination. The cleavage is steep and north-south striking (Fig. 2).

Devonian rocks have an unusual triangle shape delimited by 3 different geological boundaries (see Fig. 5): (1) The southwest one is parallel to a small ridge of the Devonian conglomerate that is well visible both in the field and map (Fig. 5). Granodiorite (Královo pole type) with typical columnar biotite (locality #3) underlies the Devonian rocks. Just under the Devonian, the granodiorite is strongly laterized resulting into reddish hue similar to the Devonian clastic rocks. (2) The eastern limit of the Devonian is more-or-less parallel to the steep bedding in the east. Tectonic nature of this boundary was found on locality #1, where the Devonian rocks and the granodiorite are cut by a steep N–S striking fault. (3) The Northwest border is marked by a sudden ending of the conglomerate ridges and by linear morphological depression in the field.

Discussion and conclusions

As it was described above, the Devonian rocks in the southern vicinity of Lelekovice form a tectonic block limited at the east by a subvertical N–S oriented fault. Its kinematic is unknown even though we could estimate that the western block is fallen down, corresponding to the observation made by Železný and Melichar (2002). NW boundary is probably also formed by a fault. Both existence of the fault at NW and its strike are deduced only from geomorphological indications: the rock outcrop of the Devonian conglomerate ridge is suddenly cut and replaced by the Brno Massif rocks. The boundary is followed by a distinct depression in the field.

We can deduce a transgressive character of the southwest boundary as it is parallel to the bedding trace in the map.

This interpretation is supported by fossil laterization of underlying reddish granodiorite on locality #3. The fossil weathering should be of Devonian age as it is situated on the Quaternary-aged hillside and we might exclude upper Paleozoic or Mesozoic ages of this alteration. This interpretation is in accordance with the younging towards east on locality #1. This conformity is important for selection of a possible tectonic model of the area.

As the bedding changes its orientation, we can think about large fold geometry at the area. The orientation of subvertical beds found on locality #2 is evidence for a recumbent fold, whose overturned limb is dipping to the west. An axial surface of the fold can't be horizontal as the bedding changes its dip in the horizontal direction (cf. Fig. 6a); so the axial surface should dip either towards the east (Fig. 6b) or towards the west (Fig. 6c). Combining dip direction of axial surface and younging towards the east we can presume two possible solutions

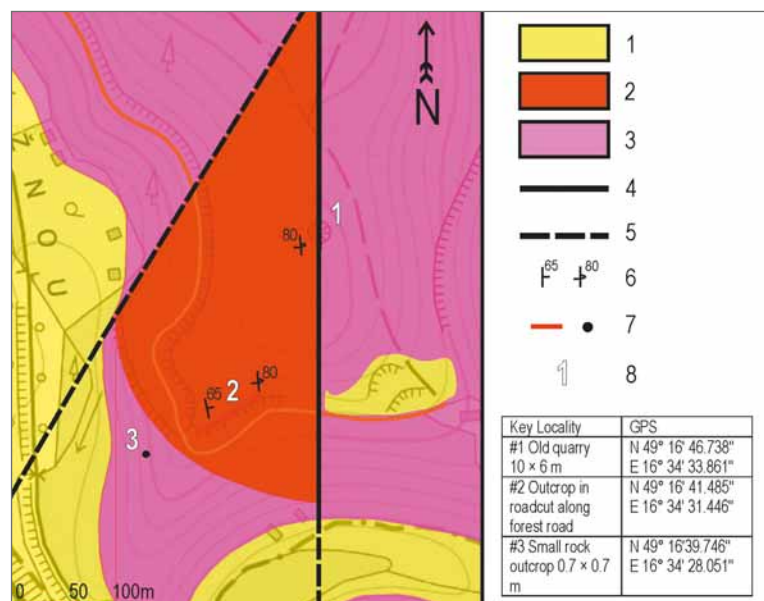


Fig. 5: Schematic geological map of the Devonian rocks south of the Strážná hill-top near Lelekovice village. 1 – Quaternary; 2 – Devonian; 3 – Granodiorite; 4 – Fault; 5 – Fault (questionable); 6 – Bedding; 7 – Localities; 8 – Key locality.

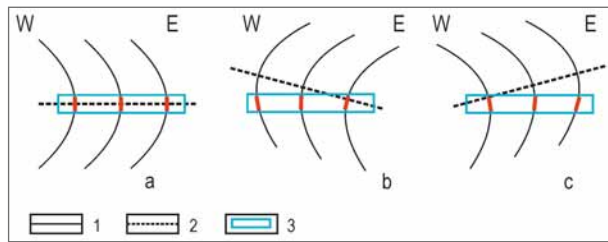


Fig. 6: Schematic cross-sections showing possible interpretations of large fold structure of the area with different inclinations of fold axial surface: a – subhorizontal axial surface; b, c – two possibilities for inclined axial surface. 1 – Foliation; 2 – Axial surface; 3 – Outcrop frame on locality #2.

of the problem: either the axial surface dips to the east and the fold is a syncline (Fig. 6b), or it dips to the west and the fold should be an anticline (Fig. 6c). Considering similar folded boundaries between the Brno Massif and the Devonian rocks (Melichar, Kalvoda 1997; Rez et al. 2011), where axial surfaces of large drag folds dip to the west, the anticline fold seems to be more plausible.

Considering discontinuous sigmoidal pattern of the Devonian rocks in the geological map, regional fold axis inclination to the north, and the structural geometry described within this study, we can accept the similar tectonic model recognized in the Němčice belt by Melichar and Kalvoda (1997) for this area as well. In this model, Devonian rocks overlaying granitoids of the Brno Massif are cut by brittle-ductile thrust shear zones, which form tectonic sheets with typical sigmoidal structure (see Fig. 7): lower recumbent anticline (\approx this work) is changed by middle limb with the lowest dip of the bed-

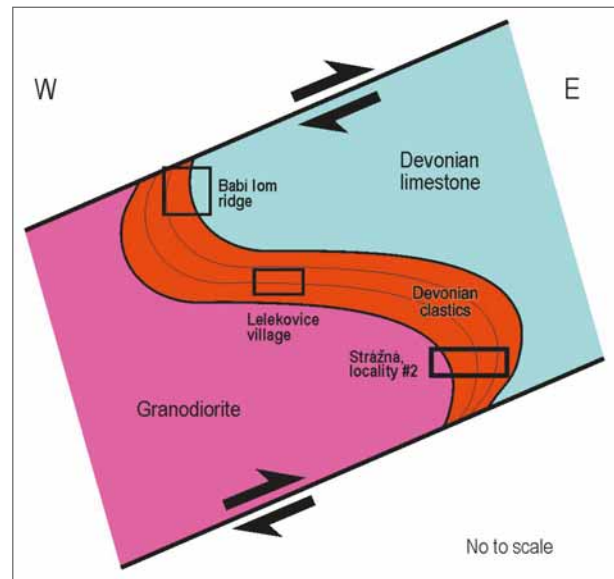


Fig. 7: Model of a cross-section of the large-scale tectonic sheet with lower and upper thrusts developed at the locality and at adjacent areas. Localities with outcropped Devonian rocks are indicated by rectangles. Young brittle faults are not considered.

ding (\approx outcrop in Lelekovice village) and by recumbent syncline on the top (\approx Babí lom ridge). After folding, the sheet was segmented by steep faults forming the fault block assemblage observable today.

Acknowledgment

Authors thanks to both reviewers for their patience and helpful advice.

References

- Bábek, O., Kalvoda, J., Melichar, R. (1995). Spodnokarbonské vápence při západním okraji brněnského masívu. – Geological research in Morava and Silesia, 2, 40–42. Brno. On-line: <https://journals.muni.cz/gvms/issue/viewFile/400/128>
- Dvořák, J. (1963a). Devon. – In: Kaláček, J. (ed.): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, list Brno, 77–82. Czech Geological Survey, Praha.
- Dvořák, J. (1963b). Tektonika devonu a spodního karbonu. – In: Kaláček, J. (red.): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, list Brno, 165–169. Czech Geological Survey, Praha.
- Gerlich, W. (1932). Über die Tektonik der innerhalb der Brünner Eruptivmasse gelegenen unterdevonischen Sandsteine und Konglomerate. – Verhandlungen Naturforschenden Vereines in Brünn, 63 [1931], 78–119. Brno.
- Hanžl, P., Melichar, R. (1997). The Brno Massif: a Section through the Active Continental Margin or Composed Terrane? – Křesťalnikum, 23, 33–58. Brno.
- Hanžl, P., Melichar, R., Leichmann, J. (1999). Excursion Guide. – Geolines, 8, 79–94. Praha. On-line: <http://geolines.gli.cas.cz/fileadmin/volumes/volume08/G8-079.pdf>
- Hladil, J. (1991). Čelechovické vápence v deformačních strukturách na v. okraji boskovické brázdy. – Geoscience Research Reports, 24, 55. Praha.
- Hroza, M. (2003). Paleonapjatostní analýza vybraných lokalit brněnského masívu. – MS, Master thesis, Faculty of Science, Masaryk University, Brno.
- Kettner, R., Chlupáč, I. (1962). Devon Moravského krasu a Dražanské vrchoviny. – In: Svoboda, J. (red.): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000, M-33-XXIII Česká Třebová, 108–119. Czech Geological Survey, Praha.
- Melichar, R., Kalvoda, J. (1997). Strukturně-geologická charakteristika němčicko-vratíkovského pruhu. – In: Grygar, R. (red.): Sborník II. Semináře české tektonické skupiny. Exkurzní průvodce. Sedimentární vývoj synorogenních pánví, 51–52. Ostrava.
- Mitrena, P., Rejl, L. (1993). Brněnský masív. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, 9–13. Brno.
- Rez, J., Melichar, R., Kalvoda, J. (2011). Polyphase deformation of the Variscan accretionary wedge: an example from the southern part of the Moravian Karst (Bohemian Massif, Czech Republic). – Special publications of Geological Society of London, 349, 223–235. <https://doi.org/10.1144/SP349.12>
- Roupec, P. (1994). Analýza napětového pole ze střížných zón se stylolity na lokalitě Babí lom u Brna. – Bulletin of the Czech Geological Survey, 69, 3, 69–72. Praha.

- Špaček, P., Kalvoda, J., Hladil, J., Melichar, R. (2002). Stratigraphic reconstruction of tectonically disturbed carbonate sequences along the western margin of the Brno batholith: A need of multidisciplinary approach. – Bulletin of the Czech Geological Survey, 77, 3, 201–215. Praha. On-line: <http://www.geology.cz/bulletin/fulltext/3-05-spacek.pdf>
- Svoboda, J. (1964). Regionální geologie ČSSR. I. Český masív. 1 Krystalinikum. – Czech Geological Survey. Praha.
- Wojewoda, J., Nehyba, S., Gilíková, H., Buriánek, D. (2015). Devonian siliciclastic rocks of the Babí lom locality. – Geological Quarterly, 59, 229–238. Warszawa. <https://doi.org/10.7306/gq.1205>
- Zádrapa, M. (1962). Příspěvek k petrografii basálních devonských klastických sedimentů v prostoru Brno - Sloup, zony Babího lomu a zony Čebínky. – MS, Master thesis, Faculty of Science, Masaryk University. Brno.
- Zapletal, K. (1931–1932). Geologie a petrografie země moravskoslezské (s ohledem na užitková ložiska). – Od Horácka k Podyjí. Vlastivědné publikace moravskoslezské, číslo 1. Brno.
- Železný, Z., Melichar, R. (2002). The contact of Metabazite Zone and granodiorites in the Brno Massif on the Grohova street, Brno, South Moravia. – Geological research in Moravia and Silesia, 9, 85–86. Brno. On-line: <https://journals.muni.cz/gvms/article/viewFile/4997/4055>

Editor: Marek Slobodník

Doporučená citace článku: Klištinec, J., Melichar, R. (2018). Devonian sedimentary rocks tectonically incorporated into the Brno Massif, eastern margin of the Bohemian Massif. – Geological research in Moravia and Silesia, 25, 1–2, 92–96.

PETROGRAFIE A MINERALOGIE KRUPNÍKOVÉHO TĚLESA NA LOKALITĚ ZADNÍ HUTISKO U VERNÍŘOVIC (HRUBÝ JESENÍK)

Petrography and mineralogy of a soapstone body at the locality "Zadní Hutisko" near Vernířovice (Hrubý Jeseník Mts.)

Jiří Zimák, Zuzana Juránková

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

Key words: Silesicum, Sobotín Massif, soapstone, talc schist, tremolite schist, chlorite schist, epidote-chlorite granofels

Abstract

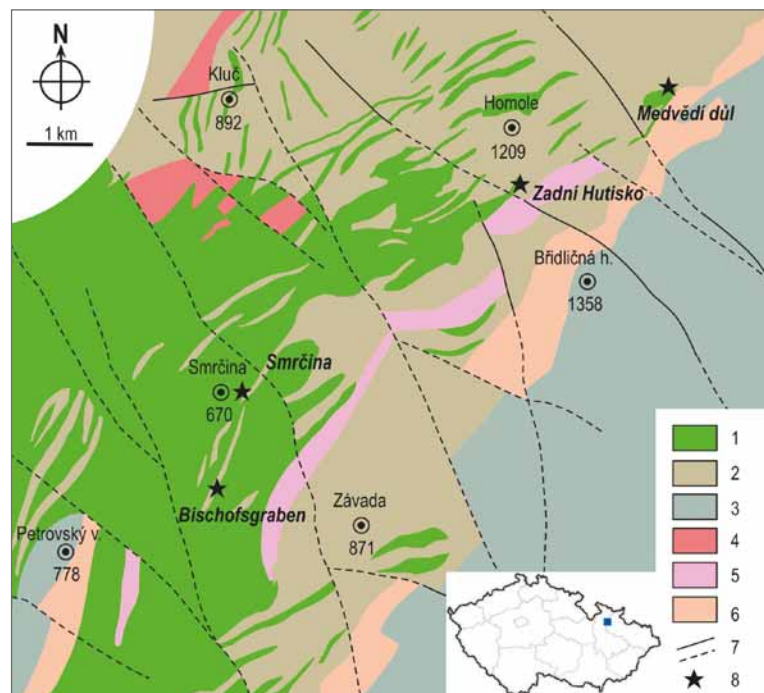
The paper deals with mineralogy and petrology of a soapstone body at the locality Zadní Hutisko near Vernířovice in the Hrubý Jeseník Mts. (NE part of the Bohemian Massif). The soapstone body is located in the northern spur of the Sobotín Massif composed dominantly of amphibolites. The soapstone body shows a very distinct symmetrical internal zonation. Four main types of rocks can be distinguished in the direction from the centre to the edge of the body: i) soapstone (talc + dolomite); ii) talc schist; iii) tremolite schist; iv) chlorite schist. Common accessory minerals of the rocks are apatite and magnetite. Formation of the studied soapstone body may have been caused by metasomatic alteration of peridotite (serpentinite). Epidote-chlorite granofels with a variable content of amphibole (magnesian hornblende or tschermakite) and with a high content of opaque ore minerals (magnetite, hematite, and also ilmenite) was found at the contact of the soapstone body with amphibolite. Epidote-chlorite granofels has been formed by alteration of amphibolite.

Úvod

Součástí sobotínského masivu jsou drobná krupníková tělesa. Dvě největší a současně nejznámější z nich (nejen v síleziku, ale i v rámci celé ČR) mají status přírodní památky. Jde o PP Smrčina u Sobotína a PP Zadní Hutisko u Vernířovic (obě PP byly vyhlášeny v r. 1982 – Šafář et al. 2003). V tomto článku je petrograficky a mineralogicky zhodnoceno těleso vystupující na lokalitě Zadní Hutisko.

Stručná charakteristika sobotínského masivu

Sobotínský masiv (nebo též sobotínský amfibolitový masiv) je součástí sílezika. Jde o relativně velké těleso složené z metamorfovaných bazických, intermediálních i ultrabazických hornin, podrobně petrograficky zhodnocených Kretschmerem (1911), na nějž později navázali např. Pouba (1969, 1971), Fiala et al. (1980) a Souček (1981). Zjednodušená geologická mapa sobotínského masivu je uvedena na obrázku 1. Již Kretschmer (1911) považuje amfibolity a amfibolické ruly sobotínského masivu za metamorfovaná gabra a diority. Převládajícím horninovým typem jsou drobně až středně zrnité amfibolity, někdy všesměrně zrnité, jindy výrazně páskované (hlavně v případě variet s vyšším obsahem živce). Zejména při Z. okraji masivu se vyskytují



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa sobotínského masivu (podle Opletala et al. 1996 a 1997, upraveno autory). 1 – amfibolity a amfibolické ruly sobotínského masivu; 2 – desenská rula, místy zpětně metamorfovaná; 3 – fylity a kvarcity vrbenské skupiny; 4 – granitoidy intruze Rudné hory; 5 – blastomylonity; 6 – metagranitoidy; 7 – zlom ověřený a zlom předpokládaný; 8 – krupníková tělesa zmiňovaná v článku.

Fig. 1: Simplified geological map of the Sobotín Massif (according to Opletal et al. 1996 and 1997, modified). 1 – amphibolites and amphibole gneisses of the Sobotín Massif; 2 – biotite gneiss (so-called Desná gneiss), locally retrograded; 3 – phyllites and quartzites of the Vrbno Group; 4 – granitoids of the Rudná Mt. Intrusion; 5 – blastomylonites; 6 – metagranitoids; 7 – verified faults and presumed faults; 8 – soapstone bodies mentioned in the article.

✉ jiri.zimak@upol.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-97>

hrubozrnné amfibolity (tzv. gabroamfibolity) – viz např. Koverdinský (1993). Součástí sobotínského masivu jsou i amfibolické a biotit-amfibolické ruly (metadiority), metahornblendity, serpentinity, chloritické a aktinolitické břidlice a též krupníková tělesa. Tato tělesa mají víceméně čočkovitý tvar a vždy výraznou koncentricky zonální stavbu. Jejich centrální část je tvořena krupníkem a mastkovou břidlicí, směrem k okraji přecházející do zóny aktinolitické (příp. tremolitické) břidlice, vnější zóna má charakter chloritické břidlice (např. Kretschmer 1911).

Sobotínský masiv je všeobecně považován za intruzivní těleso devonského stáří (střední až svrchní devon – viz např. Koverdinský 1993), podle některých autorů může být zařazení sobotínského masivu do devonu poněkud sporné, intruze proběhla v několika etapách (jak uvádí např. Pouba et al. 1962). Amfibolity a metahornblendity vykazují tholeitický trend, jejich geotektonická pozice je nejasná (Souček 1981; Přichystal a Novotný 1999). Horniny sobotínského masivu byly postiženy variskou metamorfózou za podmínek amfibolitové facie, Košuličová a Štípská (2007) a Schulmann et al. (2014) považují variskou metamorfózu silezika za barrovianskou, v prostoru sobotínského masivu odpovídající staurolitové zóně.

Charakteristika lokality a historie výzkumu

Lom označovaný jako Zadní Hutisko (dříve ozn. Hintere Hüttellehne, případně jen Hüttellehne) je situován v poměrně strmém svahu nad pravým břehem Merty, zhruba 3,5 km sv. od kostela ve Vernířovicích a 1 km j. od kóty Homole, dř. Hutisko (1 209 m). Kolem lomu prochází lesní silnice („Hrázová cesta“), vedoucí z údolí Merty do sedla Branka pod Jestřábím vrchem. Současný stav lokality je zřejmý z obrázku 2, prostor lomu je udržován odstraňováním náletových dřevin.

Zadní Hutisko je jedním ze šesti krupníkových těles v prostoru sobotínského masivu, otevřených v 18. a 19. století lomy. V nich těžený krupník byl využíván například ke zhotovování bazické vyzdívky pro železářny (v Sobotíně i jinde) a na kamenické práce (žlaby, schody,

dveřní a okenní rámy, sloupky, náhrobky) – Kretschmer (1911), podrobně Gába (1989).

Podle Kretschmera (1911) jsou na lokalitě Zadní Hutisko tři vedle sebe těsně ležící čočkovitá krupníková tělesa s charakteristickou zonální stavbou. Centrální část tvoří krupník, jenž je lemován mastkovou břidlicí, dále směrem k periférii následuje aktinolitická břidlice (resp. aktinolitovec), na okraji tělesa je chloritová břidlice, která se stýká s okolním amfibolitem; mocnost čočky s popsanou stavbou činí 35 m (Kretschmer 1911). Zimák a Novotný (2002) vyjadřují zonální stavbu tělesa na Zadním Hutisku posloupností těchto horninových typů (od centra k okraji): krupník – mastková břidlice – tremolitická břidlice (resp. skalina) – aktinolitická břidlice (resp. skalina) – chloritická břidlice. Obdobnou stavbu mají i další krupníková tělesa na Sobotínsku. Ve studii Fialy et al. (1980) lze najít údaje o chemismu hornin ze Zadního Hutiska a některých jejich minerálů, avšak bez podrobnější petrografické či mineralogické charakteristiky (studie je zaměřena na geochemii ultrabazik sobotínského masivu). Nutno poznamenat, že Fiala et al. (1980) zmiňují ze Zadního Hutiska i „chlorit-amfibol-epidotovou horninu“.

Jelínek a Souček (1981) tvrdí, že v rámci každého tělesa lze sledovat od jádra k okraji tyto zóny: serpentinit – krupník – mastková břidlice – aktinolitická břidlice (aktinolitovec) – chloritická břidlice.

Zimák a Novotný (2002) uvádí první komplexní petrografické a mineralogické hodnocení krupníkového tělesa na lokalitě Zadní Hutisko, založené jak na studiu výbrusů pomocí polarizačního mikroskopu, tak na sledování chemického složení hornin (analýzy na mokré cestě) a zejména hlavních horninotvorných minerálů (mikrosondové analýzy v modu EDX).

Krupníkový lom na Zadním Hutisku patří mezi klasické mineralogické lokality na území Jeseníků. Informace o zajímavých nálezech minerálů na této lokalitě uvádí např. Burkart (1953), Kruša et al. (1967), Nepejchal (2000), Zimák a Novotný (2002), Novotný (1998, 2003).

Metodika

Většina studovaných vzorků byla odebrána prvním z autorů již v 70. letech 20. století na všech třech etážích lomu na Zadním Hutisku a také z deponie těžebního odpadu při vstupní části lomu, odkryté při rekonstrukci Hrázové cesty. Terénní práce na lokalitě byly ukončeny v roce 2017.

Základem mineralogicko-petrografického hodnocení vybraných horninových vzorků je mikroskopické studium výbrusů a nábrusů v procházejícím a odraženém světle za použití standardního polarizačního mikroskopu. Struktura hornin byla posuzována i na základě BSE obrazu.

Údaje o chemismu 49 vzorků reprezentujících jednotlivé zóny krupníkového tělesa a horniny v jeho bezprostředním okolí (tab. 1) byly získány pomocí XRF analyzátoru DELTA-PREMIUM v laboratořích firmy URGA, s.r.o. se sídlem v Olomouci (použitou metodiku popisuje Zimák et al. 2016). Obsahy uranu a thoria



Obr. 2: Lokalita Zadní Hutisko – současný stav (říjen 2017). Autor Z. Juránková.

Fig. 2: Locality Zadní Hutisko – current state (October 2017). Author Z. Juránková.

Tab. 1: Chemismus hornin krupníkového tělesa, chlorit-epidotové skaliny a okolního amfibolitu, XRF analýza (celkové železo uvedeno jako FeO, n = počet vzorků, x = průměr).

Tab. 1: Chemical composition of rocks of the soapstone body, chlorite-epidote granofels and amphibolite, XRF analysis (total iron is presented as FeO, n = number of samples, x = average).

	krupník (n = 9)			mastková břidlice (n = 11)			tremolitická břidlice (n = 6)		
	min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x
SiO ₂ (hm. %)	42,1	55,7	49,8	56,0	68,6	62,1	45,2	54,1	49,0
TiO ₂ (hm. %)	< 0,07	< 0,07	–	< 0,07	< 0,07	–	< 0,07	0,16	0,08
Al ₂ O ₃ (hm. %)	1,2	3,2	1,9	0,6	2,1	1,4	2,5	3,9	3,3
Cr ₂ O ₃ (hm. %)	0,10	0,26	0,18	0,11	0,60	0,24	0,11	0,31	0,17
MgO (hm. %)	22,6	30,7	27,8	25,1	32,8	29,8	19,0	25,9	23,1
FeO (hm. %)	4,5	7,1	5,7	3,6	6,8	5,7	4,4	5,7	5,2
CaO (hm. %)	2,0	15,8	5,1	0,7	2,7	1,3	10,5	11,7	11,2
MnO (hm. %)	0,06	0,20	0,12	0,02	0,08	0,05	0,14	0,24	0,18
Sr (ppm)	20	160	62	< 10	62	19	16	55	29
Zr (ppm)	< 3	10	6	7	13	8	< 3	9	6
Co (ppm)	30	87	60	52	92	72	< 10	41	26
Ni (ppm)	1 789	2 864	2 362	1 544	3 193	2 462	1 051	1 607	1 315
Cu (ppm)	< 10	202	33	< 10	109	< 10	< 10	< 10	–
Zn (ppm)	24	75	42	45	115	69	39	58	47

	chloritická břidlice (n = 9)			epidot-chloritová skalina (n = 5)			amfibolit (n = 9)		
	min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x
SiO ₂ (hm. %)	32,9	43,4	38,1	25,1	29,4	27,1	32,7	43,7	39,1
TiO ₂ (hm. %)	< 0,07	0,75	0,31	4,21	5,41	4,71	0,68	2,32	1,46
Al ₂ O ₃ (hm. %)	5,7	13,3	8,9	13,1	14,8	13,7	7,4	13,2	10,4
Cr ₂ O ₃ (hm. %)	< 0,01	0,23	0,11	< 0,01	< 0,01	–	< 0,01	0,08	0,03
MgO (hm. %)	18,2	28,7	23,5	8,6	13,4	11,1	4,1	7,9	6,0
FeO (hm. %)	7,4	11,3	8,6	13,9	22,5	17,6	6,9	11,7	9,2
CaO (hm. %)	0,8	9,2	4,9	8,5	12,0	10,2	7,5	11,1	8,9
MnO (hm. %)	0,10	0,18	0,14	0,18	0,21	0,19	0,12	0,25	0,17
Sr (ppm)	< 10	29	15	582	1 046	800	104	541	298
Zr (ppm)	< 3	87	30	298	422	358	45	204	110
Co (ppm)	< 10	90	53	< 10	< 10	–	< 10	42	25
Ni (ppm)	950	1 816	1 325	< 10	< 10	–	< 10	230	80
Cu (ppm)	< 10	< 10	–	< 10	< 10	–	< 10	236	67
Zn (ppm)	58	141	85	68	132	96	43	118	75

v 42 horninových vzorcích byly stanoveny laboratorním gamaspektrometrem SG – 1000 LAB na PřF UP Olomouc.

Chemické složení vybraných minerálů bylo studováno metodou EDX na přístroji CamScan s připojeným EDX analyzátozem Link AN 10 000 (30 bodových analýz, analytik V. Vávra, PřF MU Brno) a metodou WDX pomocí elektronového mikroanalyzátoru Cameca SX100 (49 bodových analýz, analytici P. Gadas, R. Škoda a J. Haifler, PřF MU Brno). Výsledky reprezentativních WDX analýz amfibolů, chloritů, mastku, epidotu a flogopitu z hornin krupníkového tělesa a epidot-chloritové skaliny z kontaktu krupníkového tělesa s amfibolitem jsou uvedeny v tabulce 2 a 3. V případě amfibolů byly hodnoty apfu vypočteny na bázi 23 atomů kyslíku, poměr mezi Fe³⁺ a Fe²⁺ byl kalkulován na základě T + C = 13. U dalších silikátů v tabulce 2 a 3 je celkové železo uváděno buď jako FeO (chlorit, mastek, flogopit) nebo jako Fe₂O₃ (epidot). Kvantitativní poměr Fe³⁺ a Fe²⁺ v analyzovaných spinelidech byl vypočten na bázi 4 atomy kyslíku a ΣR³⁺ = 2. Chemismus ostatních minerálů je pouze stručně komentován v textu. Pokud jde o obsahy hlavních složek, neliší se výsledky

EDX analýz jednotlivých minerálů nijak zásadně od obsahů stanovených ve vlnově disperzním modu, a proto mohly být údaje založené na EDX analýzách začleněny do klasifikačních diagramů chloritů nebo amfibolů.

Výsledky

Stavba krupníkového tělesa a chemismus hornin

Na základě terénního výzkumu v lomu na Zadním Hutisku v kombinaci s výsledky mineralogicko-petrografického studia lze ve studovaném krupníkovém tělese rozlišit ve směru od centra k okraji čtyři hlavní horninové typy: krupník – mastková břidlice – tremolitická břidlice – chloritická břidlice. Nutno poznamenat, že do zóny s označením „tremolitická břidlice“ jsou zahrnuty jak horniny odpovídající složení s plošně paralelní texturou, tak i horniny s všesměrným uspořádáním prizmatických individuí amfibolu (tj. skaliny).

Petrografická povaha hornin krupníkového tělesa je dána kvantitativním poměrem čtyř hlavních minerálů: mastku (Tlc), klinoamfibolu odpovídajícího tremolitu až aktinolitu (dále jen Tr), chloritu (Chl) a také dolomitu

Tab. 2: Reprezentativní WDX analýzy amfibolu, chloritu a mastku z hornin krupníkového tělesa (hornina: 1 až 5 a 8 = chloritická břidlice, 6, 7, 9 a 10 = aktinolitická břidlice).

Tab. 2: Representative WDX analyses of amphibole, chlorite and talc from rocks of the soapstone body (rock: 1 to 5 and 8 = chlorite schist, 6, 7, 9 and 10 = actinolite schist).

anal. č.	amfibol							chlorit		mastek
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ (hm. %)	55,02	53,08	54,82	57,30	56,45	55,71	57,35	29,54	29,15	61,25
TiO ₂ (hm. %)	0,11	0,15	0,10	0,02	0,04	0,05	0,01	0,05	0,02	0,02
P ₂ O ₅ (hm. %)	nest.	nest.	nest.	0,04	0,00	0,01	0,02	nest.	nest.	nest.
Al ₂ O ₃ (hm. %)	2,18	4,06	2,48	0,93	0,99	2,15	0,28	18,54	19,2	0,13
Cr ₂ O ₃ (hm. %)	0,10	0,01	0,12	0,08	0,36	0,17	0,05	0,45	0,41	0,02
Sc ₂ O ₃ (hm. %)	nest.	nest.	nest.	0,00	0,00	0,00	0,01	nest.	nest.	nest.
V ₂ O ₃ (hm. %)	nest.	nest.	nest.	0,02	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe ₂ O ₃ (hm. %)	1,64	3,93	3,66	0,03	0,67	1,41	0,00	–	–	–
FeO (hm. %)	4,43	3,79	1,90	5,06	4,58	1,82	4,50	9,88	10,26	4,60
MgO (hm. %)	19,94	19,08	20,49	20,39	20,47	21,91	21,12	26,65	25,42	25,67
MnO (hm. %)	0,15	0,17	0,26	0,29	0,23	0,11	0,18	0,09	0,13	0,02
NiO (hm. %)	nest.	nest.	nest.	0,14	0,17	0,13	0,18	0,21	0,19	0,62
CaO (hm. %)	12,99	12,79	12,55	12,72	12,84	13,14	13,19	0,02	0,02	0,01
ZnO (hm. %)	nest.	nest.	nest.	0,01	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00
SrO (hm. %)	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	0,00	0,00	0,00
BaO (hm. %)	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	0,00	0,00	0,00
K ₂ O (hm. %)	0,03	0,04	0,01	0,01	0,06	0,06	0,03	0,00	0,01	0,03
Na ₂ O (hm. %)	0,21	0,53	0,33	0,20	0,19	0,35	0,13	0,00	0,00	0,04
F (hm. %)	nest.	nest.	nest.	0,10	0,12	0,09	0,09	0,02	0,00	0,06
Cl (hm. %)	nest.	nest.	nest.	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
O=F (hm. %)	0,00	0,00	0,00	-0,04	-0,05	-0,04	-0,04	-0,01	0,00	-0,03
O=Cl (hm. %)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
suma (hm. %)	96,79	97,63	96,72	97,29	97,17	97,14	97,10	85,49	84,82	92,44
Si ⁴⁺	7,73	7,44	7,66	7,96	7,88	7,71	7,98	2,94	2,93	4,07
Ti ⁴⁺	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
P ⁵⁺	–	–	–	0,01	0,00	0,00	0,00	–	–	–
Al ³⁺	0,36	0,67	0,41	0,15	0,16	0,35	0,05	2,17	2,27	0,01
Cr ³⁺	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00
V ³⁺	–	–	–	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,17	0,42	0,39	0,00	0,07	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,52	0,45	0,22	0,59	0,53	0,21	0,52	0,82	0,86	0,26
Mg ²⁺	4,18	3,99	4,27	4,23	4,26	4,52	4,38	3,95	3,80	2,54
Mn ²⁺	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Ni ²⁺	–	–	–	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Ca ²⁺	1,96	1,92	1,88	1,89	1,92	1,95	1,97	0,00	0,00	0,00
K ⁺	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na ⁺	0,06	0,14	0,09	0,05	0,05	0,09	0,04	0,00	0,00	0,01
F ⁻	–	–	–	0,04	0,05	0,04	0,04	0,01	0,00	0,01
O ²⁻	23,00	23,00	23,00	22,96	22,95	22,96	22,96	13,99	14,00	10,99

(Dol). Kromě anchimonominerální Tlc-břidlice, Tr-břidlice (a skaliny) a Chl-břidlice jsou zde přítomny přechodné horninové typy s různým poměrem Tlc/Tr a také Tr/Chl. Typický krupník je tvořen asociací Tlc + Dol, ubýváním Dol krupník přechází do Tlc-břidlice. Rozdíly v chemickém složení Tlc, Tr, Chl a Dol jsou podstatné, a proto existují i zásadní rozdíly v chemismu hlavních typů hornin. Výsledky XRF analýz hornin jsou sumarizovány v tabulce 1, obsahy hlavních složek jsou vyjádřeny formou Harkerova diagramu na obrázku 3. V souboru analyzovaných vzorků jsou zastoupeny vedle hornin s výraznou dominancí jednoho ze tří uvedených silikátů i horniny přechodného nerostného složení. To se projevuje značným rozpětím obsahů jednotlivých složek v rámci každého horninového typu. Z dat v tabulce 1

a zejména z obrázku 3 je zřejmý výrazný růst obsahu SiO₂ ve směru od okraje do centra krupníkového tělesa, přesněji od Chl-břidlice přes Tr-břidlici po Tlc-břidlici. Obsah SiO₂ v krupníku je výrazně nižší ve srovnání v Tlc-břidlicí, a to zejména vlivem značného množství Dol v krupníku. Druhou hlavní složkou hornin je MgO, jehož obsah je nejvyšší v horninách s dominancí mastku. Zvýšené obsahy Al₂O₃ a také FeO vykazují Chl-břidlice. Relativně vysoké obsahy CaO byly vždy zjištěny v Tr-břidlicích, naopak velmi nízké obsahy CaO jsou typické pro Tlc-břidlice a Chl-břidlice bez podstatného zastoupení amfibolu. Obsahy všech pěti hlavních oxidů stanovených XRF analýzou jsou zcela v souladu s nerostným složením horninových typů. Ze stopových prvků byly ve všech horninách krupníkového tělesa zjištěny relativně vysoké

Tab. 3: Reprezentativní WDX analýzy epidotu, amfibolu, chloritu a flogopitu z epidotové-chloritové skaliny.
 Tab. 3: Representative WDX analyses of epidote, amphibole, chlorite and phlogopite from epidote-chlorite granofels.

anal. č.	epidot			amfibol			chlorit			flogopit
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂ (hm. %)	37,39	37,75	37,37	49,12	45,56	43,9	27,92	26,89	26,96	37,05
TiO ₂ (hm. %)	0,07	0,07	0,17	0,21	0,37	0,38	0,08	0,10	0,08	1,44
P ₂ O ₅ (hm. %)	0,04	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	nest.	nest.	nest.	nest.
Al ₂ O ₃ (hm. %)	22,67	23,14	23,56	7,46	10,88	12,42	21,06	22,16	21,98	14,47
Cr ₂ O ₃ (hm. %)	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃ (hm. %)	0,04	0,07	0,02	0,06	0,10	0,07	0,02	0,03	0,01	nest.
Fe ₂ O ₃ (hm. %)	13,59	13,86	12,72	6,31	6,67	6,37	–	–	–	–
FeO (hm. %)	–	–	–	7,16	8,52	9,36	15,17	14,55	14,45	17,92
MgO (hm. %)	0,04	0,03	0,06	15,06	12,58	11,78	23,15	23,38	23,37	13,00
MnO (hm. %)	0,33	0,20	0,40	0,20	0,21	0,16	0,14	0,07	0,07	0,17
NiO (hm. %)	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	nest.
CaO (hm. %)	23,29	23,23	22,78	12,15	11,85	11,89	0,02	0,03	0,05	0,16
ZnO (hm. %)	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,01	nest.
SrO (hm. %)	0,25	0,17	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	nest.
BaO (hm. %)	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	0,00	0,00	0,01	nest.
PbO (hm. %)	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	0,00	0,08	0,00	nest.
K ₂ O (hm. %)	0,00	0,01	0,00	0,11	0,19	0,28	0,00	0,01	0,01	8,81
Na ₂ O (hm. %)	0,03	0,01	0,00	1,03	1,33	1,72	0,00	0,05	0,02	0,19
F (hm. %)	0,12	0,11	0,08	0,12	0,11	0,09	0,00	0,01	0,00	nest.
Cl (hm. %)	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	nest.
O=F (hm. %)	-0,05	-0,05	-0,03	-0,05	-0,05	-0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl (hm. %)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
suma (hm. %)	97,85	98,62	97,56	98,98	98,35	98,46	87,60	87,38	87,06	93,21
Si ⁴⁺	2,99	2,99	2,99	6,98	6,59	6,39	2,78	2,68	2,70	2,86
Ti ⁴⁺	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,08
Al ³⁺	2,14	2,16	2,22	1,25	1,86	2,13	2,47	2,61	2,59	1,32
V ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	–
Fe ³⁺	0,82	0,83	0,77	0,67	0,73	0,70	–	–	–	–
Fe ²⁺	–	–	–	0,85	1,03	1,14	1,26	1,21	1,21	1,16
Mg ²⁺	0,00	0,00	0,01	3,19	2,71	2,56	3,44	3,48	3,48	1,50
Mn ²⁺	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca ²⁺	2,00	1,97	1,95	1,85	1,84	1,86	0,00	0,00	0,01	0,01
Zn ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	–
K ⁺	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,87
Na ⁺	0,00	0,00	0,00	0,28	0,37	0,49	0,00	0,01	0,00	0,03
F ⁻	0,03	0,03	0,02	0,05	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	–
O ²⁻	12,47	12,47	12,48	22,95	22,95	22,96	14,00	14,00	14,00	11,00

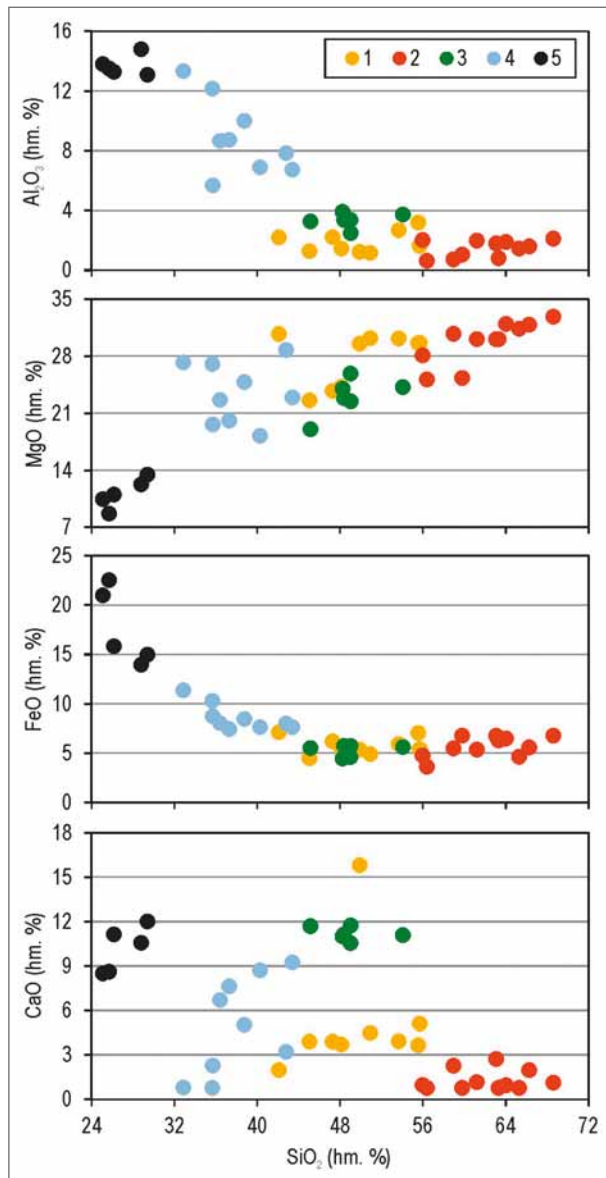
obsahy niklu, v mastkové břidlici dosahující až 0,32 hm. % Ni (tab. 1).

Mineralogicko-petrografická charakteristika hornin krupníkového tělesa

Krupník je tvořen hlavně jemně šupinkovitým šedobílým mastkem a porfyroblasty dolomitu, jejichž velikost je obvykle 5 až 10 mm. Dolomit je šedobílý nebo jemně nažloutlý, v partiích postižených zvětráváním bývá okrově zbarven, částečně nebo totálně nahrazen limonitem, příp. po něm v hornině zůstávají prázdné kaverny. Ve variabilním množství se na složení krupníku podílí chlorit, tvořící černozelené šupinky nebo lupínky, jejichž velikost může dosahovat až kolem 10 mm. Ojedinelou součástí jsou stébla šedozeleného až zeleného amfibolu (ve výbrusech většinou bezbarvého, bez pozorovatelného pleochroismu). Výše zmíněné hrubě lupenité agregáty

nazelenalého mastku s velkými krystaly dolomitu bývají přítomny v relativně úzké zóně, v níž krupník přechází do Tlc-břidlice.

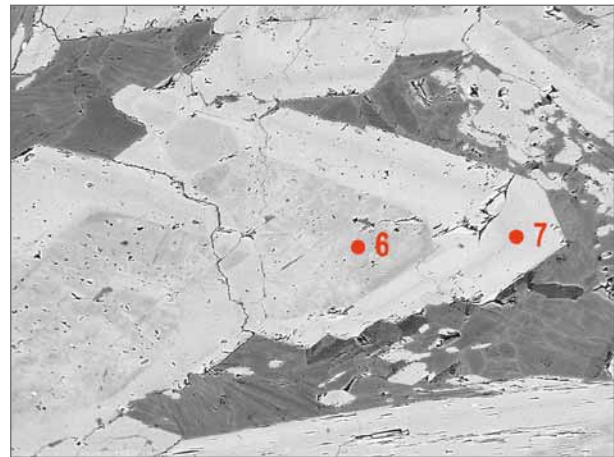
Mastková břidlice je světle šedá, jemně šupinkovitá hornina s výraznou plošně paralelní texturou. Bývají v ní přítomny porfyroblasty chloritu – až 3 mm velké šedohnědé tabulky s dokonale vyvinutými bazálními plochami, často mírně zvlněné, probíhající kose k hlavnímu foliačnímu systému, někdy jsou součástí horniny i větší jemně šupinkovité agregáty chloritu. V proměnlivém množství obsahuje dolomit (xenoblasty do 2 až 3 mm) – na složení některých vzorků Tlc-břidlice se dolomit podílí jen nepatrnou měrou (1 až 2 obj. %), v jiných však jeho množství dosahuje až kolem 10 obj. % (tj. rozhraní Tlc-břidlice/krupník). Zejména při vnějším okraji zóny mastkové břidlice se v hornině objevují jehlice nebo stébla amfibolu.



Obr. 3: Harkerův diagram pro horniny krupníkového tělesa a epidot-chloritovou skalinu. 1 – krupník; 2 – mastková břidlice; 3 – tremolitická nebo aktinolitická břidlice; 4 – chloritická břidlice; 5 – epidot-chloritová skalina.

Fig. 3: Harker diagram for rocks of the soapstone body and epidote-chlorite granulites. 1 – soapstone; 2 – talc schist; 3 – tremolite or actinolite schist; 4 – chlorite schist; 5 – epidote-chlorite granulites.

Tremolitická břidlice a tremolitická skalina jsou horniny s převahou Ca-amfibolu, často je amfibol jejich zcela dominantní složkou. Někdy mají plošně paralelní texturu (Tr-břidlice), většinou jsou v nich individua amfibolu uspořádána všesměrně (Tr-skaliny). Tr-břidlice mají šedozelenou až středně zelenou barvu. Skaliny jsou v průměru tmavší, středně zelené až tmavě zelené, případně až černozelené (jejich amfiboly jsou na rozhraní Tr/Act – viz níže, pro některé horninové partie lze proto použít označení Act-skalina). Amfibol tvoří jehlice nebo stébla, jejichž velikost se v břidlicích pohybuje zpravidla do 10 mm, ve skalínách bývají rozměry individuí výrazně větší, v Act-skalině byly zjištěny dlouze sloupcovité krystaly amfibolu o délce až 8 cm. Omezení amfibolu je



Obr. 4: Zonální amfibol v chlorit-tremolitické břidlici (BSE, šířka snímku 0,8 mm, autor P. Gadas).

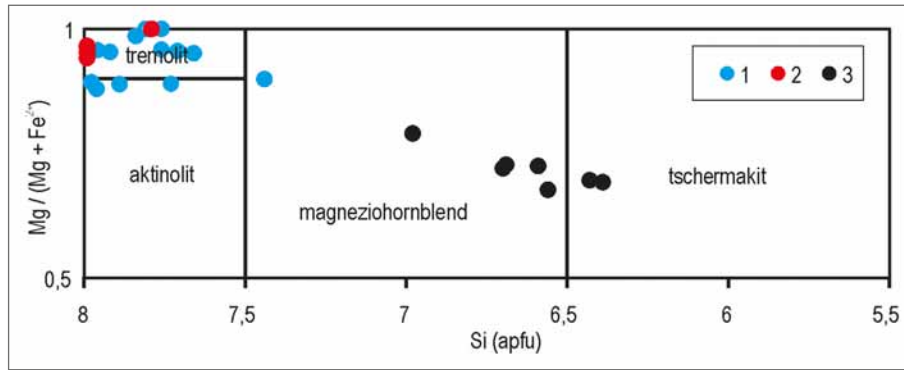
Fig. 4: Zoned amphibole in chlorite-tremolite schist (BSE, width of the photo 0.8 mm, author P. Gadas).

převážně hypautomorfní plochami tvarů $\{110\}$ a $\{010\}$. Na složení popisovaných hornin se vždy podílí chlorit v podobě jemně šupinkovitých agregátů mezi jehlicemi či stébly amfibolu (obr. 4), nebo i relativně velkých zprohýbaných šupin, obvykle o velikosti do 20 mm. Některé vzorky obsahují jemně šupinkovitý mastek. V horninách tvořených amfibolem se běžně vyskytují drobné žilky nebo i polohy složené z vláknitého tremolitu šedobílé nebo jemně nazelenalé barvy. V tabulce 1 a na obrázku 3 jsou Tr-břidlice a Tr(Act)-skaliny společně zahrnuty do souboru „tremolitické břidlice“.

Chloritická břidlice je tvořena šupinkami či lupínky tmavě zeleného až černozeleného chloritu o velikosti obvykle do 2 mm, někdy však i přes 10 mm. Ve variabilním množství se na složení horniny podílí amfibol v podobě stébel nebo jehlic. Mezi lupínky chloritu bývají přítomny drobné agregáty jemně šupinkovitého mastku. Někdy hornina obsahuje porfyroblasty (xenoblasty) dolomitu, zpravidla jen ojediněle, někdy hojnější ve vzorcích relativně bohatých mastkem.

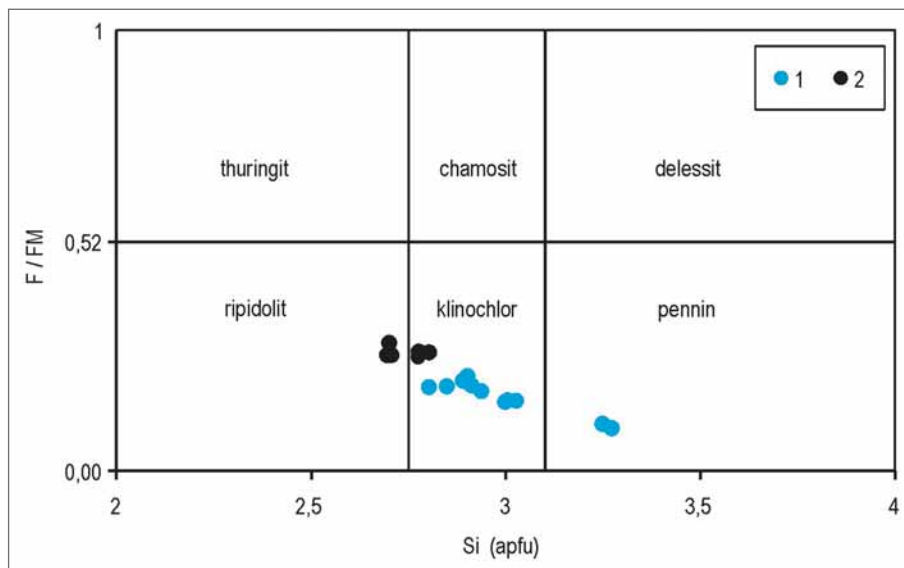
Ve výbrusech pozorované optické vlastnosti chloritů ve všech horninových typech tvořících krupníkové těleso jsou víceméně shodné: velmi slabý pleochroismus (jemně nažloutlý x jemně nazelenalý) a negativní charakter zóny. Amfibol, jehož chemismus odpovídá tremolitu (viz níže), je ve výbrusech téměř bezbarvý, bez pozorovatelného pleochroismu. Amfibol na přechodu mezi Tr/Act mívá zřetelný pleochroismus (X = bezbarvý, Z = světle nazelenalý). Úhel zhášení $Z/c = 15-19^\circ$ (pro všechny amfiboly).

Běžnými akcesoriemi hornin krupníkového tělesa jsou apatit a magnetit. Apatit je hojný zejména v horninách bohatých mastkem, v nichž tvoří hypautomorfní prizmatická individua, ve výbrusech jej lze zastihnout zpravidla v podobě nepravidelných izometrických průřezů. Magnetit se vyskytuje v podobě drobných zrn (xenomorfní až automorfní průřezy), jen místy se v krupníku nebo Chl-břidlici vyskytují už makroskopicky velmi nápadné oktaedry o velikosti do 4–5 mm. V Tlc-břidlici byly zjištěny xenoblasty dolomitu s hojnými uzavřeninami drobných zrníček magnetitu. K nehojným akcesoriím



Obr. 5: Amfiboly v klasifikačním diagramu podle Leakeho (1978). 1 – horniny krupníkového tělesa; 2 – amfibolový azbest na puklinách; 3 – epidot-chloritová skalina.

Fig. 5: Amphiboles in classification diagram by Leake (1978). 1 – rocks of soapstone body; 2 – fissure asbestiform amphibole; 3 – epidote-chlorite granofels.



Obr. 6: Chlority v klasifikačním diagramu podle Melky (1965). 1 – horniny krupníkového tělesa; 2 – epidot-chloritová skalina.

Fig. 6: Chlorites in classification diagram by Melka (1965). 1 – rocks of soapstone body; 2 – epidote-chlorite granofels.

patří rutil, ilmenit, zirkon a v tremolitové až aktinolitové skalně blíže neidentifikované sulfidy Fe a Ni.

Chemismus vybraných minerálů hornin krupníkového tělesa

V tabulce 2 jsou uvedeny výsledky reprezentativních WDX analýz všech tří hlavních silikátů v horninách krupníkového tělesa. Složení amfibolu odpovídá převážně tremolitu nebo amfibolu na rozhraní klasifikačních polí tremolitu a aktinolitu (obr. 5). Ve zpětně odražených elektronech lze často pozorovat výraznou chemickou zonálnost krystalů amfibolu (viz obr. 4), v němž světlejší okrajové zóny mají o něco vyšší obsahy Fe než centrální části individuí (čísla uvedená u analyzovaných bodů odpovídají číslům analýz v tabulce 2). Chemickou zonálnost tohoto charakteru lze považovat za typickou pro amfiboly hornin krupníkového tělesa, i když byla zjištěna i individua amfibolu, v jejichž centru je více Fe ve srovnání s okrajem (v tabulce 2 vyjadřuje analýza č. 1 složení centra, analýza č. 2 okraje téhož krystalu). Složení amfibolového

azbestu odpovídá tremolitu s jen nepatrným podílem ferroaktinolitové složky (obr. 5).

Chemické složení chloritů odpovídá členům klinochlor-chamositové řady, vždy s výraznou převahou klinochlorové složky. Podle klasifikace Wiewióry a Weisse (1990) jde o klinochlor; podle Melkovy klasifikace (Melka 1965) o klinochlor, méně často pennin (obr. 6). Obsahy Mn, Ni a Cr v analyzovaných chloritech jsou jen relativně nízké: 0,09 až 0,13 hm. % MnO, 0,19 až 0,25 hm. % NiO, 0,04 až 0,45 hm. % Cr₂O₃ (WDX analýzy).

Typickými příměsemi mastku jsou železo (2,17 až 4,60 hm. % FeO, tj. 0,12 až 0,26 apfu Fe) a nikl (až 0,62 hm. % NiO, 0,03 apfu Ni).

EDX analýzy dolomitu poskytly prakticky shodné výsledky odpovídající 87 mol. % dolomitové složky, 11 mol. % ankeritové složky a 2 mol. % kutnohoritové složky.

Magnetit obsahuje značnou příměs chromu, zpravidla v rozpětí 3 až 10 hm. % Cr₂O₃ (WDX a EDX analýzy). V Tlc-břidlici byl v BSE obrazu rozlišen nehomogenní magnetit s centrální částí ostře oddělenou od okrajových zón: EDX analýzou bylo při okraji stanoveno 9,69 hm. % Cr₂O₃ (tj. 0,30 apfu Cr), v centru 21,95 hm. % Cr₂O₃ (0,66 apfu Cr).

Mineralogicko-petrografická charakteristika epidot-chloritové skaliny

Jako epidot-chloritová skalina (dále jen ECHS) je označována makroskopicky masivní hornina vyskytující se v lemu krupníkového tělesa, není však jeho součástí. ECHS byla zjištěna pouze při východním okraji krupníkové čočky mezi Chl-břidlicí a amfibolitem. Pravá mocnost ECHS zde dosahuje minimálně 2 až 3 m. Kontakt mezi Chl-břidlicí a ECHS je poměrně ostrý (mocnost přechodné zóny je max. několik cm). Vztah mezi ECHS a amfibolitem lze hodnotit jen na základě horninových úlomků ve svahovinách: patrně jde o plynulý přechod mezi oběma horninovými typy. Studované vzorky ECHS byly odebrány z výchozu na východním okraji spodní etáže a též z horninových bloků v této části lomu (místa odběru při pravém okraji na obrázku 2).

ECHS je zelenočerná, někdy barevně víceméně jednotná, jindy s drobnými světlejšími skvrnami s vysokým podílem epidotu. Mikroskopické studium ukazuje, že v partiích s hojným amfibolem je zcela evidentní přednostní orientace jeho prizmatických individuí. Strukturu horniny lze označit nejčastěji jako lepidogranoblastickou.

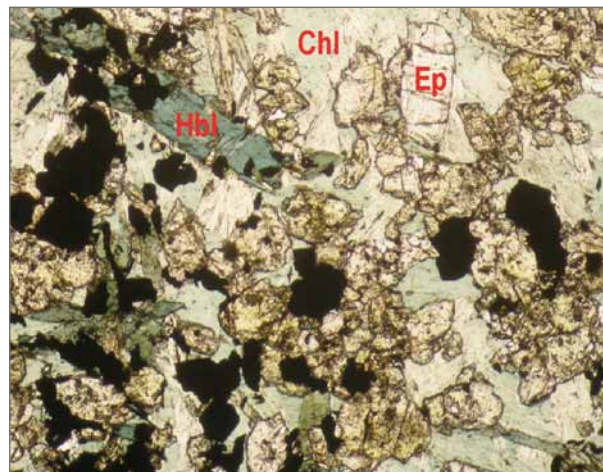
Na modálním složení ECCHS se podílí čtyři hlavní složky: chlorit, epidot, amfibol a opakní minerály (obr. 7 a 8). Hornina je výrazně heterogenní rozložením součástí. V celém souboru odebraných vzorků mírně převažuje chlorit nad epidotem, a proto byl zvolen název ECCHS. Vždy je v ECCHS přítomen amfibol, často jako podstatná složka. Všechny studované vzorky mají vysoký obsah opakních minerálů (15 až 25 obj. %).

Chlorit je v ECCHS přítomen v podobě drobných šupinek o velikosti zpravidla do 0,5 mm, často uspořádaných do vějířovitých agregátů. Je slabě pleochroický (téměř bezbarvý x bledě zelený), má negativní charakter zóny. Reprezentativní WDX analýzy chloritu jsou uvedeny v tabulce 3. Podle klasifikace Wiewióry a Weisse (1990) jde o klinochlor, v klasifikaci Melky (1965) analyzované chlority odpovídají ripidolitu nebo klinochloru (obr. 6).

Epidot může v hornině mírně převažovat nad chloritem, v již výše zmíněných světlejších skvrnách dosahuje podíl epidotu kolem 40 až 50 obj. %. Individua epidotu jsou obvykle prizmatická, ve výbrusech převažují hypautomorfní až xenomorfní průřezy. Epidot je pleochroický (téměř bezbarvý x bledě žlutý). Obsah železa odpovídá Ps_{26-30} , výsledek reprezentativní WDX analýzy je uveden v tabulce 3.

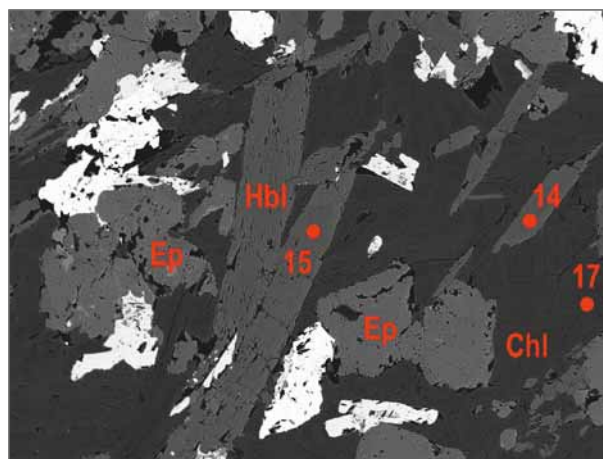
Amfibol tvoří hypautomorfní prizmatická individua o délce do 1 mm. Má silný pleochroismus (X = jemně nazelenalý, Z = modravě zelený – viz obrázek 7) a ve srovnání s amfibolem hornin krupníkového tělesa o něco větší úhel zhášení Z/c (kolem 20°). Na základě chemismu (tab. 3) lze amfibol ECCHS klasifikovat jako magneziohornblend nebo tschermakit (obr. 5).

Opakní složka ECCHS je tvořena Fe-oxidy (hematit, magnetit, pravděpodobně i maghemit) a méně hojným ilmenitem. Ve výbrusech z některých vzorků ECCHS lze pozorovat hypautomorfní až automorfní průřezy oktaedrickým krystaly magnetitu o velikosti až 0,2 mm (obr. 7). V odraženém světle je zřejmé, že magnetit je přeměněn na Fe_2O_3 . Jen někdy jde o typickou martitizaci, častěji tato přeměna připomíná spíše maghemitizaci (způsobem šíření i barevným odstínem). V mnoha případech je transformace magnetitu na Fe_2O_3 totální. Kromě hematitu vytvořeného martitizací je v ECCHS přítomen i prokazatelně primární hematit v podobě xenomorfních zrn, často velmi nepravidelných tvarů, s výraznými dvojčatnými lamelami. V opakní složce některých vzorků ECCHS převažují xenomorfní zrna (nebo spíše nepravidelné agregáty) s četnými výběžky, jejichž identifikace je nemožná, prokazatelně však jde o Fe-oxidy. Na Fe-oxidech různé morfologie byly provedeny WDX analýzy s velmi podobnými výsledky. Kromě dominantního Fe bylo v analyzovaných bodech stanoveno 0,05 až 0,12 hm. % TiO_2 a 0,23 až 0,39 hm. % V_2O_5 . Sumy analýz někdy ukazují na hematit, jindy spíše na magnetit. Ilmenit v ECCHS tvoří nepravidelná zrna,



Obr. 7: Epidot, chlorit, amfibol a opakní minerály (hematit a magnetit) v epidot-chloritové skalíně. Výbrus v polarizovaném světle, bez analyzátoru. Šířka snímku je 2,2 mm. Autor Z. Juránková.

Fig. 7: Epidote, chlorite, amphibole and opaque minerals (hematite and magnetite) in epidote-chlorite granofels. Thin section in plane-polarized light, without analyzing polarizer. Field of view is 2.2 mm wide. Author Z. Juránková.



Obr. 8: Amfibol, chlorit, epidot a zrna hematitu nebo magnetitu (bílá) v epidot-chloritové skalíně (BSE, šířka snímku 0,9 mm, autor P. Gadas).

Fig. 8: Amphibole, chlorite, epidote and hematite or magnetite grains (white) in epidote-chlorite granofels (BSE, width of the photo 0.9 mm, author P. Gadas).

často postižená leukoxenizací. Někdy je ilmenit lemován titanitem. Analyzovaný ilmenit obsahuje příměs 1,07 až 1,28 hm. % MnO, což odpovídá 2 až 3 % pyrofanitové složky. Relativně vysoký obsah Fe a Ti v ECCHS je zřejmý z výsledků XRF analýz v tabulce 1.

V akcesorickém množství byl v ECCHS zjištěn titanit, apatit, TiO_2 -minerál (na základě morfologie pravděpodobně rutil) a flogopit. Titanit tvoří drobná xenomorfní zrna a již zmíněné lemy kolem ilmenitu. WDX analýzami byla v titanitu vedle jeho hlavních složek zjištěna přítomnost 1,01 až 1,11 hm. % Al_2O_3 a 0,79 až 0,93 hm. % FeO. V apatitu bylo stanoveno 2,41 hm. % F a 0,02 hm. % Cl, jde tedy o fluorapatit.

Výsledky XRF analýz ECCHS jsou sumarizovány v tabulce 1 a byly začleněny i do obrázku 3. Laboratorní

gamaspektrometrií byly v ECHS stanoveny relativně vysoké obsahy uranu a thoria: 1,8 až 4,1 ppm U, 2,2 až 4,4 ppm Th (4 vzorky). Nutno poznamenat, že ve všech 27 analyzovaných vzorcích hornin krupníkového tělesa nedosahují obsahy obou prvků 1,5 ppm (mez detekce), ve všech 13 analyzovaných vzorcích amfibolitů z bezprostředního okolí krupníkového tělesa jsou obsahy U a Th pod 1,5 ppm, s výjimkou jediného vzorku, v němž bylo stanoveno 3,1 ppm U.

Diskuze

1. Zastoupením jednotlivých horninových typů se krupníkové těleso na Zadním Hutisku neliší od krupníkových těles na lokalitách Smrčina, Bischofsgraben a Medvědí důl, která byla studována shodnými metodami (Zimák et al. 2017; Zimák a Juránková 2018 a dosud nepublikovaná data). V případě lokalit Zadní Hutisko, Smrčina a Bischofsgraben lze konstatovat nejen v hlavních rysech identickou zonální stavbu těles, ale i víceméně shodnou povahu hornin v jejich bezprostředním okolí, které je tvořeno amfibolity, příp. zelenými břidlicemi vznikajícími jejich retrográdní přeměnou. Je možné, že migrace fluid v průběhu retrográdní fáze variské metamorfózy umožnila vznik symetricky zonálních krupníkových těles typu Zadní Hutisko přeměnou peridotitů, resp. serpentinitů (viz bod 2). Krupníkové těleso v Medvědí dole nemá symetricky zonální stavbu, je situováno v metahornblenditu, jehož hydrotermální alterací se vytvořilo (Hanžl 1995; Zimák et al. 2017).

2. Lze předpokládat, že koncentricky zonální krupníková tělesa sobotínského masivu mají obdobnou genezi. Vznik mnoha výskytů mastkových břidlic a krupníků je vysvětlován přeměnou ultramafitů oceánské kůry, často v podobě ofiolitů začleněných do kontinentálních struktur. Protolitem jsou v tomto případě peridotity, které byly postiženy serpentinizací, po níž následovala steatitizace (jde o Si-metasomatózu). Přítomnost CO₂ v roztocích vyvolávajících steatitizaci vedla ke vzniku magnezitu, a tedy k vytvoření biminerálního krupníku s asociací masstek+magnezit. Podrobné informace o těchto procesech uvádí např. Donaldson (1981), Winter (2001), Dill (2010), Bucher, Grapes (2011), Ali-Bik et al. (2012) a Harvey et al. (2014). Na styku peridotitů nebo serpentinitů s horninami bohatými křemenem (např. pelity, resp. metapelity) může během metamorfózy dojít ke vzniku reakčních zón. Vytvoří se tak těleso s výraznou koncentrickou zonálností. V nejjednodušších případech je serpentinizovaný ultramafit v centru lemován zónou mastku, na okraji tělesa dominuje chlorit nebo biotit (v závislosti na podmínkách metamorfózy). Mezi zónou mastku a vnější zónou chloritu nebo biotitu může být vyvinuta zóna aktinolitu. Někdy serpentinit není přítomen, jádro těchto těles je tvořeno krupníkem, pak následuje zóna aktinolitu a okrajová zóna chloritu nebo biotitu.

Lze předpokládat, že protolitem krupníkových těles sobotínského masivu jsou ultramafity: hornblendity nebo peridotity (resp. serpentinity). Již Kretschmer (1911) považuje krupníková tělesa sobotínského masivu za výsledek alterace ultramafitů charakteru websteritu nebo hornblenditu. Podle Fialy et al. (1980) jsou serpentinity a krupníková tělesa produktem přeměny peridotitů. Jelínek a Souček (1981) považují jednotlivé zóny krupníkových těles za reakčně-metasomatické zóny, vzniklé na úkor serpentinitu na styku dvou chemicky odlišných prostředí, a dodávají, že zonálnost těles je shodná bez ohledu na to, zda je okolní horninou rula či amfibolit. Hornblendity (metahornblendity) jsou v prostoru sobotínského masivu poměrně hojné, jejich steatitizace byla doložena na lokalitě Medvědí důl (Hanžl 1995; Zimák et al. 2017).

Serpentinity jsou v sobotínském masivu zcela ojedinělé, v tělese serpentinitu na Rudné hoře byly zjištěny steatitizované partie (Fiala et al. 1980, Zimák 1999). Serpentinit byl nalezen i v haldovém materiálu na lokalitě Smrčina (dosud nepublikováno). Peridotity a jejich hydratací vzniklé serpentinity mají obecně velmi nízké obsahy vápníku. To platí i pro serpentinity sobotínského masivu (0,50 a 0,56 hm. % CaO uvádí Fiala et al. 1980 a Zimák 1999). Přeměna serpentinitu na krupníkové těleso typu Zadní Hutisko proto vyžaduje významný přínos vápníku. Jeho zdrojem mohl být okolní amfibolit, jenž je v kontaktní zóně s krupníkovým tělesem přeměněn na epidot-chloritovou skalinu. Přínos vápníku v průběhu steatitizace se projevil i vznikem dolomitu místo obvyklého magnezitu (magnezit je typickým minerálem krupníků vznikajících přeměnou ultramafitů obklopených metapelity).

Závěr

Krupníkové těleso na lokalitě Zadní Hutisko v sobotínském masivu má symetricky zonální stavbu. Od centra k okraji tělesa lze rozlišit čtyři hlavní typy hornin: (1) krupník (masstek + dolomit), (2) mastková břidlice, (3) tremolitická břidlice nebo skalina (Ca-amfibol je zastoupen hlavně tremolitem, v některých partiích amfibolem na rozhraní tremolit/aktinolit), (4) chloritická břidlice (dominuje klinochlor). Běžnými akcesoriemi hornin krupníkového tělesa jsou magnetit (často s vysokým obsahem chromu) a apatit. Krupníkové těleso vzniklo pravděpodobně metasomatickou přeměnou serpentinitu (serpentinizovaného peridotitu) na styku s amfibolitem. Amfibolit je v kontaktní zóně přeměněn na epidot-chloritovou skalinu s variabilním podílem amfibolu (magneziohornblend nebo tschermakit), vždy se značným obsahem rudních minerálů (magnetit, hematit a také ilmenit) a také s relativně vysokými obsahy U a Th ve srovnání s okolními amfibolity, horninami krupníkového tělesa i ultramafity sobotínského masivu.

Literatura

- Ali-Bik, M. W., Taman, Z., El Kalioubi, B., Abdel Wahab, W. (2012). Serpentinite-hosted talc-magnesite deposits of Wadi Barriamiya area, Eastern Desert, Egypt: Characteristics, petrogenesis and evolution. – *Journal of African Earth Sciences*, 64, 77–89. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2011.11.002>
- Bucher, K., Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. – Springer Verlag Heidelberg etc.
- Burkart, E. (1953). *Mährens Minerale und ihre Literatur*. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Dill, H. G. (2010). The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. – *Earth-Science Reviews*, 100, 1–420. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.011>
- Donaldson, M. J. (1981). Redistribution of ore elements during serpentinization and talc-carbonate alteration of some Archean dunites, Western Australia. – *Economic Geology*, 76, 1698–1713. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.6.1698>
- Fiala, J., Jelínek, E., Pouba, Z., Poubová, M., Souček, J. (1980). The geochemistry of the ultrabasic rocks of the Sobotín amphibolite massif (Czechoslovakia). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 137, 257–281.
- Gába, Z. (1989). Hmotné doklady o použití krupníku na severní Moravě. – *Severní Morava*, 58, 39–51.
- Hanžl, P. (1995). Hornblendit ze šupiny sobotínského masívu jihovýchodně od Zámčiska. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994*, 84.
- Harvey, J., Savov, I. P., Agostini, S., Cliff, R. A., Walshaw, R. (2014). Si-metasomatism in serpentinized peridotite: The effects of talc-alteration on strontium and boron isotopes in abyssal serpentinites from Hole 1268a, ODP Leg 209. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126, 30–48. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.035>
- Jelínek, E., Souček, J. (1981). Geochemie jeseníckého a sobotínského amfibolitového masívu. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 1981, 379–411.
- Košuličová, M., Štípská, P. (2007). Variations in the transient prograde geothermal gradient from chloritoid-staurolite equilibria: a case study from the Barrovian and Buchan-type domains in the Bohemian Massif. – *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 19–35.
- Koverdinský, B. (1993). Geologické problémy silezika. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska*, 31–40, Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd PřF MU Brno.
- Kretschmer, F. (1911). Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 61, 53–180.
- Kruťa, T., Paďera, K., Pouba, Z., Sládek, R. (1967). Die Mineralienparagenese in dem mittleren Teile des Altvatergebirges (Hrubý Jeseník, Hohes Gesenke, ČSSR). – *Časopis Moravského muzea, Vědy přírodní*, 52, 5–28.
- Leake, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles. – *American Mineralogist*, 63, 1023–1052.
- Melka, K. (1965). Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 40, 23–27.
- Nepejchal, M. (2000). Výskyt krupníku v Sobotíně a Vernířovicích. – *Minerál*, 8, 4, 313–314.
- Novotný, P. (1998). Krystalovaný mastek ze Zadního Hutiska u Vernířovic. – *Minerál*, 6, 6, 433.
- Novotný, P. (2003). Současný stav některých mineralogických lokalit u Sobotína. Výsledky programového projektu Ministerstva kultury ČR v letech 1997–1998. – *Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci*, 279, 20–55.
- Opletal, M., Koverdinský, B., Holásek, O., Růžička, M. (1996). Geologická mapa ČR. List 14-42 Rýmařov. – *Český geologický ústav, Praha*.
- Opletal, M., Sekyra, J., Novák, M. (1997). Geologická mapa ČR. List 14-24 Bělá pod Pradědem. – *Český geologický ústav, Praha*.
- Pouba, Z. (1969). The Sobotín basic complex and its metallogenesis. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 1969, 105–117.
- Pouba, Z. (1971). Acid rocks at the contacts of basic and ultrabasic intrusions with biotite gneisses (Vysoký Jeseník Mts., Czechoslovakia). – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica, Hejtmán Vol.*, 1971, 123–139.
- Pouba, Z., Dvořák, J., Mísař, Z., Musilová, L., Prosová, M., Röhlich, P., Skácel, J., Unzeitig, M. (1962). Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XVIII Jeseník. Ústřední ústav geologický, Praha.
- Přichystal, A., Novotný, P. (1999). Geochemické studium metabazitů ze střední části sobotínského amfibolitového masívu (silezikum). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1998*, 121–125.
- Schulmann, K., Oliot E., Košuličová, M., Montigny, R., Štípská, P. (2014). Variscan thermal overprints exemplified by U-Th-Pb monazite and K-Ar muscovite and biotite dating at the eastern margin of the Bohemian Massif (East Sudetes, Czech Republic). – *Journal of Geosciences*, 59, 389–413.
- Souček, J. (1981). Geochemie devonských metabazitů Hrubého a Nížkého Jeseníku. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 26, 2, 125–142.
- Šafař, J. et al. (2003). Olomoucko. – In: Mackovčín, P. – Sedláček, M. (eds): *Chráněná území ČR, svazek VI. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha*.
- Wiewióra, A., Weiss, Z. (1990). Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified systems of projection of chemical composition: II. The chlorite group. – *Clay Minerals*, 25, 83–92. <https://doi.org/10.1180/claymin.1990.025.1.09>
- Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. – Prentice-Hall Inc. Upper Saddle River, New Jersey.
- Zimák, J. (1999). Serpentinicity sobotínského amfibolitového masívu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1998*, 129–131.
- Zimák, J., Dalajková, K., Donocik, R., Krist, P., Reif, D., Štelcl, J., Kopecká, L. (2016). Využitelnost terénních rentgenfluorescenčních analyzátorů ke stanovení chemismu cementářských surovin – na příkladu velkolomu Mokrá. – *Zprávy o geologických výzkumech*, 49, 79–82.
- Zimák, J., Fojt, B., Juránková, Z. (2017). Mineralogie krupníkového tělesa v Medvědí dole u Koutů nad Desnou v Jeseníkách. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 24, 97–102.

- Zimák, J., Juránková, Z. (2018). Petrografie a mineralogie krupníkového tělesa na lokalitě Bischofsgraben u Sobotína (Hrubý Jeseník). – Acta Musei Moraviae, Sci. geol., 103, 1, 3–16.
- Zimák, J., Novotný, P. (2002). Lokalita č. 15. Vernířovice – Zadní Hutisko. In: Zimák, J. – Novotný, P., Fojt, B., Novák, M., Vávra, V., Kopa, D., Losos, Z., Prinzová, E., Skácel, J.: Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku, 57–60. UP Olomouc.

Editor: David Buriánek

Doporučená citace článku: Zimák, J., Juránková, Z. (2018). Petrografie a mineralogie krupníkového tělesa na lokalitě Zadní Hutisko u Vernířovic (Hrubý Jeseník). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 97–107.

MOBILIZACE CHEMICKÝCH SLOŽEK STRUSKOVÉ DEPONIE V NÁRODNÍ PŘÍRODNÍ REZERVACI RUDICKÉ PROPADÁNÍ

Mobilization of chemical compounds associated with slag dumps in the area of the Rudice swallow hole National Nature Monument

Vít Baldík¹ ✉, Hana Krumlová², David Buriánek¹, Eva Kryštofová¹, Jana Janderková¹, Jan Sedláček¹, Roman Novotný¹, Martin Dostálík³

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

² Ústav fyziky Země, Ústav fyziky Země PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno

³ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

Key words: the Rudice swallow hole, speleothems, slag, heavy metals, Zn, Cd, Cr, Cu, sequential extraction

Abstract

The Rudice swallow hole (Rudické propadání) National Nature Monument is a locality affected by occasional mass movements and landslides. During exceptional rainfall events, the slag material from the slopes of a small valley called “Ve struskách” (“In the Slags”) slides into an episodic stream, which enters the local karst system near the swallow hole of the Jedovnice Creek (Jedovnický potok). The slag was dumped in the locality in consequence of the past processing of iron ore in blast furnaces, which had been built near Jedovnice by the princely Salm family in the 19th century. Even though the blast furnaces were closed down a hundred years ago, the slag components leaking into the Rudice stream sink cave system still demonstrably damage the speleothems. This was the major impulse for us to have a closer look at the geochemical properties of the slag.

The chemical composition was determined by silicate analyses carried out in the Institute of Geological Sciences at the Faculty of Sciences of the Masaryk University in Brno and in the ACME laboratories in Canada. The ACME laboratories determined heavy metal contents by atomic absorption spectroscopy (AAS) and by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). The petrographic characterization of the slag and its enclosures was conducted based on point analyses by a wavelength dispersive X ray (WDX) electron microprobe. Predictions regarding the geochemical behavior of the slag components in an aqueous environment were made using the sequential extraction analysis (SEA) according to Tessier (1979).

We have found the expected spatial variability of the basic chemical composition of the slag dumps, as well as the presence of heavy metals (cadmium and especially zinc are present at high concentrations).

The slag material exhibits a glassy amorphous structure containing occasional mineral crystals, droplets of pure or oxidized iron and fragments of other materials (such as charcoal or blast furnace bricks). The ongoing weathering of the slag is accompanied by oxidation of crude iron and formation of limonite. Apart from that, the material is not subject to significant secondary transformations. The results of the sequential extraction analyses of slag and soil samples suggest that Cd and Zn are chemically bound to the “carbonate fraction”, which, in general, tends to dissolve under acidic conditions. Even though the environment of the carbonate rock cave systems is typically alkaline, there is a persisting risk of mobilization of heavy metals by acid soil solutions. From the environmental point of view, the slag deposition primarily represents a source of clastic material, which contaminates the cave system and damages speleothems by mechanical abrasion.

Úvod

Zájmové území náleží do Národní přírodní rezervace (NPR) Rudické propadání a reprezentuje typické hluboce zařízlé krasové slepé údolí s nejmohutnějším aktivním ponorným jícnem v České republice. Celý jeskynní systém Rudické propadání – Býčí skála protékáný Jedovnickým potokem a jeho přítoky má v současné době až po vývěr u Býčí skály téměř 13 kilometrů chodeb a komínů. Samotný boční žlíbek „Ve struskách“, vyplněný struskou, představuje dnes již jen občasný pravostranný přítok Jedovnického potoka z Rudické plošiny.

Zavážení žlíbku struskou bylo spojeno se zpracováním železné rudy v blízké Salmově Huti. Hrabě Salm ji založil v místech dnešní pily z důvodu obrovského polomu v roce 1746. Huť zanikla koncem 19. století po ukončení těžby železných rud v okolí Rudice.

Struska ze žlíbku v Rudickém propadání mechanicky degraduje krasovou výzdobu a usazuje se v jeskyních (Klepáč 2016). Akumulace strusky v krasových prostorách si už vyžádaly několik technických opatření, od výstavby dřevěných hrázek ve dně žlíbku (Srstková 2014) po odvoz materiálu před ústím propadání, která ale nebyla moc účinná.

Geologická a hydrogeologická charakteristika studovaného území

Geologické podloží studovaného území je budováno vilémovickými vápenci macošského souvrství devonského stáří. Z pohledu kvartérní geologie jsou zajímavé relikty pleistocenních písčitéch štěrků po obou stranách Jedovnického potoka (Otava et al. 2013).

Z hydrogeologického hlediska leží NPP Rudické propadání v oblasti rozšíření krasovo-puklinového kolektoru vázaného na devonské vápence Moravského krasu. Devonské vápence na území Moravského krasu vytvářejí hydrogeologicky velmi proměnlivé prostředí

✉ vit.baldik@geology.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-108>

se zastoupením různých typů porozity. I ve značně zkrasovělém prostředí se nacházejí rozsáhlé bloky téměř nepropustných, tektonicky nepostižených a nezkrasovělých hornin, které jsou omezeny dobře propustnými puklinovými systémy přecházejícími do otevřených puklin až kanálů a jeskynních systémů. Ponor Jedovnického potoka (vlastní Rudické propadání) představuje významný vstup vody do zvodnělého systému Moravského krasu. Bodové ponory jsou místa nejsnadnějšího vstupu kontaminantů do krasových zvodnělých systémů. Případné znečištění se může v krasovém podzemí rychle a nekontrolovatelně šířit díky rychlému proudění podzemní vody v otevřených kanálech s nízkou samočisticí schopností a krasové hydrogeologické systémy jsou proto extrémně zranitelné antropogenními zásahy.

Žlábkem „Ve struskách“, do něhož byla v minulosti struska zavážena, neprotéká žádný permanentní vodní tok. Drobný tok, který tudy v minulých letech protékal, vznikl antropogenně odtokem odpadních vod z čistírny odpadních vod (ČOV) Rudice. V současnosti je odtok napojen na ČOV Jedovnice a vodní tok směřující k Rudickému propadání je aktivní pouze za mimořádných srážkových událostí, kdy odvádí vodu z okolních pozemků, případně přetok z ČOV Rudice. V nekrasovém prostředí by dno žlábku představovalo lokální drenážní bázi, pravděpodobně s vývěry nebo průsaky podzemní vody, ať už stálými nebo občasnými. Vzhledem k pozici na krasových vápencích a k blízkosti bodového ponoru, na kterém povrchová voda při vstupu do jeskynních systémů překonává převýšení kolem 90 m, může však drenážní báze být zaklesnuta v podstatně větší hloubce, než je dno žlábku. Erozní tvary ve dně žlábku a přemístěné akumulace strusky svědčí o tom, že žlábek je občasně za vysokých srážkových úhrnů protékán vodním tokem, který eroduje materiál depozice a transportuje ho směrem k soutoku s Jedovnickým potokem a ponorem dále do podzemí. Materiál ležící ve žlábku současně interaguje s kyselými půdními roztoky a pomalu zvětrává.

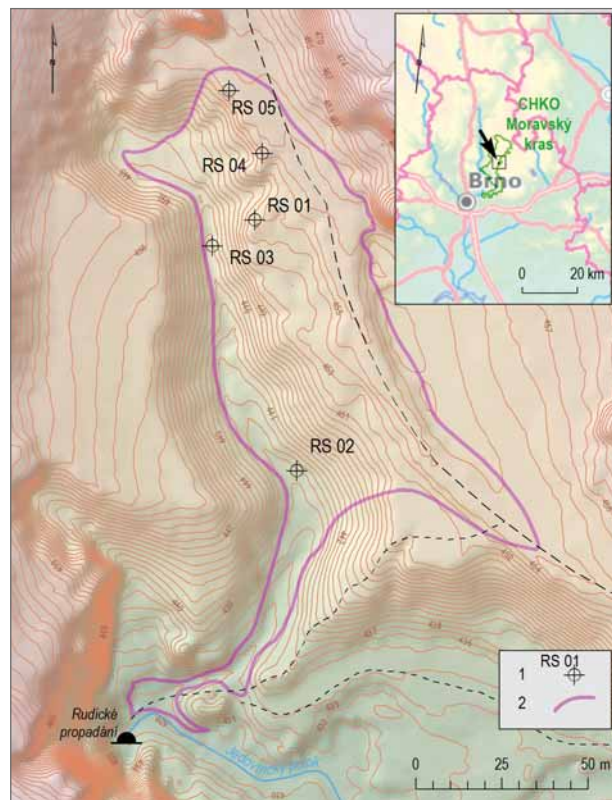
Metodika

V rámci geochemického výzkumu struskové deponie byly provedeny následující práce: (1) odběr pěti směšných vzorků do hloubky jednoho metru ze struskové deponie (viz obr. 1), (2) příprava vzorků pro analýzy (sušení, drcení na jemnost 0,03–0,80 mm, homogenizace), (3) komplexní charakteristika půd na lokalitě, (4) petrografická charakteristika strusky a součástek v ní obsažených bodovými analýzami na mikrosondě Cameca SX-100 [Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy – Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity (dále ÚGV PŘF MU) a Česká geologická služba (dále ČGS)], (5) silikátové analýzy (ÚGV PŘF MU v Brně a laboratoře ACME v Kanadě + obsahy těžkých kovů metodou AAS a ICP-MS tamtéž), (6) sekvenční extrakční analýzy (SEA) dle Tessiera (1979) zaměřené na uvolňování těžkých kovů obsažených ve vzorcích (ÚGV PŘF MU).

SEA podle Tessiera (1979) rozlišuje v pěti krocích následující frakce kovů, které jsou postupně louženy ze stejného vzorku různými chemickými činidly:

1. slabě sorpčně vázané na jílové minerály; snadno vyměnitelné a rychle reagují na změnu pH a složení roztoku,
2. vázané v karbonátech; reagují především na změnu pH (uvolňování v kyselém prostředí),
3. vázané na hydroxidy železa a manganu; reagují na změnu pH a oxidačně-redukčního potenciálu (Eh). Zvýšení Eh (tj. směrem k oxidačním podmínkám) vede k oxidaci dvojmocných iontů Fe a Mn na trojmocné, které se při zvýšení pH srážejí v hydroxidech,
4. vázané na organickou hmotu; uvolňují se až při rozkladu organické hmoty (především při oxidaci),
5. pevně vázané v minerálech; jsou vázány stabilně a transportovány především mechanicky.

Výsledky chemických analýz byly srovnány s limitními hodnotami níže uvedených metodických pokynů a doporučení, která jsou obvykle aplikována při hodnocení kontaminací horninového prostředí a půd rizikovými elementy. Zejména jsme se opírali o stále platný metodický pokyn MŽP z roku 1996 (Metodický pokyn MŽP ČR „Kritéria znečištění zemin a podzemní vody.“, Praha 1996). Užívá kategorie A (mezí hodnoty), B (limit kdy je nutno uvažovat o sanaci) a C (limit pro maximálně přípustné znečištění obytné zástavby). Podobné hodnoty uvádí i slovenský normativ z roku 1994 (Rozhodnutie MP



Obr. 1: Rozmístění sond pro odběr vzorků strusky v zájmovém území. 1 – odběrové body; 2 – oblast struskové deponie.

Fig. 1: Location of slag sampling sites in the studied area. 1 – sampling points; 2 – area of slag deposition.

SR o nejvyšších přípustných hodnotách škodlivých látek v půdě a o určení organizací oprávněných zistovat skutečné hodnoty těchto látek č. 531/1994 – 540, Bratislava 1994). Na základě geochemických vlastností přítomných těžkých kovů, výsledků SEA a geochemických podmínek v oblasti jsme vyhodnotili míru nebezpečnosti struskové deponie nad Rudickým propadáním pro životní prostředí z geochemického hlediska.

Charakteristika odebraných vzorků

Pro studium byly odebrány vzorky z různých částí struskové haldy (obr. 1), které reprezentují odlišné typy materiálu splavovaného do jeskynních systémů.

Odebrané vzorky RS 01–RS 05 vykazují následující makroskopické charakteristiky:

RS 01: Prakticky čistá struska, hrubozrnný ostrohranný materiál černé barvy s výrazným skelným leskem. Místy rezivé skvrny. Velikost jednotlivých úlomků se pohybuje od 2 do 50 mm, občas se vyskytují úlomky větší (cca 70 mm). Příměs půdy je zanedbatelná, příměs písku a prachu. Obsah hrubého skeletu nad 90 %.

RS 02: Zahliněná struska. Jednotlivé úlomky strusky obaleny hlinitým až jílovitohlinitým materiálem s příměsí písku, tmavě olivově hnědé barvy. Velikost jednotlivých úlomků se pohybuje od 2 do 50 mm, občas se vyskytují úlomky větší (cca 70 mm), obsah hrubého skeletu od 80 do 90 %.

RS 03: Prakticky čistá struska, hrubozrnný ostrohranný materiál černé barvy s výrazným skelným leskem. Místy rezivé skvrny. Velikost jednotlivých úlomků se pohybuje od 2 do 50 mm, občas se vyskytují úlomky větší (cca 70 mm). Příměs půdy je zanedbatelná, příměs písku a prachu. Obsah hrubého skeletu nad 90 %.

RS 04: Směs strusky a půdy s příměsí popela. Velikost jednotlivých úlomků se pohybuje od 2 do 50 mm, občas se vyskytují úlomky větší (cca 70 mm). Obsah hrubého skeletu přibližně 60 %. Půda hlinitopísčítá s příměsí prachovité frakce, hnědočerná.

RS 05: Směs strusky a půdy s příměsí popela. Velikost jednotlivých úlomků se pohybuje od 2 do 50 mm, občas se vyskytují úlomky větší (cca 70 mm). Půda hlinitopísčítá s příměsí prachovité frakce, hnědočerná. Příměs prachu je vyšší než u RS 04.

Výsledky a jejich diskuze

Půdy odrážejí především substrátovou, reliéfovou a vegetační rozmanitost zájmového území a způsob jeho využívání, včetně změn. Žlábek je poměrně hluboko zaříznut v kvartérních hlinitých a hlinitokamenitých sedimentech. Jeho dno tvoří splachové hlinité sedimenty. Levobřežní i pravobřežní svahy jsou zalesněny. Pravobřežní svahy jsou strmější a v místech, kde vystupují k povrchu vápence, je pokrývají rendziny. Rendziny jsou půdy s nasyceným sorpčním komplexem a stabilizovanými formami humusu. Jde o kypré půdy dobře propustné pro vodu. Část zájmového území je překryta hlinitými až hlinitokamenitými sedimenty, ze kterých se vyvinuly kambizemě. Půdy levobřežních svahů žlábku na struskách lze klasifikovat jako antropozemě. Polohy, které jsou

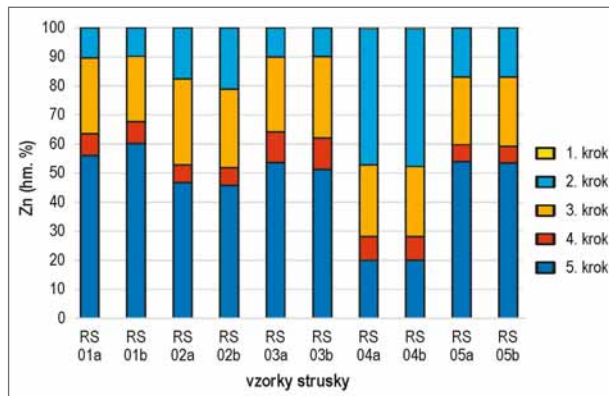
Tab. 1: Silikátové analýzy vzorků strusky RS 01 až RS 05.
Tab. 1: Silicate analyses of the slag samples RS 01 to RS 05.

m %	RS 01	RS 02	RS 03	RS 04	RS 05
-H ₂ O	0,37	0,75	0,25	1,14	0,81
+H ₂ O	0,78	2,36	0,96	3,55	3,22
SiO ₂	45,46	49,95	45,9	52,66	60,16
TiO ₂	0,55	0,62	0,59	0,53	0,57
Al ₂ O ₃	12,44	13,5	12,54	9,39	9,8
Fe ₂ O ₃	1,53	2,14	0,61	6,64	5,87
FeO	2,32	2,06	2,48	5,38	4,17
MnO	0,76	0,72	0,9	0,39	0,32
CaO	31,81	23,22	31,38	12,49	11,43
MgO	0,21	0,25	0,23	0,17	0,18
K ₂ O	1,91	2,19	2,12	1,59	1,74
Na ₂ O	0,26	0,38	0,26	0,58	0,1
CO ₂	0,17	0,52	0,3	0,95	0,41
P ₂ O ₅	0,05	0,19	0,06	0,33	0,23
ZnO	-	-	-	1,6	-
TOT/C	1,73	0,97	0,81	2,42	0,84
TOT/S	0,09	0,09	0,1	0,1	0,07
suma	100,35	99,82	99,39	99,81	99,85

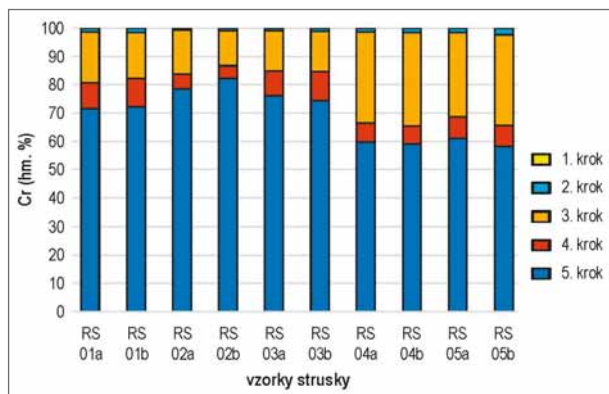
tvorene prakticky čistou struskou pak jako antropické substráty (Němeček et al. 2011). Půdy v zájmovém území i v jeho bezprostředním okolí i samotné antropogenní vrstvy strusky lze na základě jejich infiltrační schopnosti zařadit z větší část do hydrologických skupin půd A a B, tj. mezi půdy s vysokou až střední rychlostí infiltrace i při úplném nasycení, dobře až středně dobře odvodněné.

Kusový struskový materiál má sklovitou amorfní strukturu a vedle toho obsahuje krystaly minerálů, kapky surového nebo zoxidovaného železa a cizorodé fragmenty (například úlomky dřevěného uhlí či vyzdívky vysoké pece). Při zvětrávání strusky dochází k oxidaci surového železa a vzniku limonitu. Během pedogenetických procesů dochází u strusky k devitrifikaci a to především na povrchu a podél trhlin. Tento proces je však velmi pomalý a tloušťka alterované části strusky nepřesahuje 1–2 mm. Klasty strusky tak zůstávají ostrohranné a pevné. Na druhou stranu velmi drobné úlomky strusky (pod 1 mm) jsou devitrifikací postiženy významně a mohou se z nich uvolňovat do okolí polutanty.

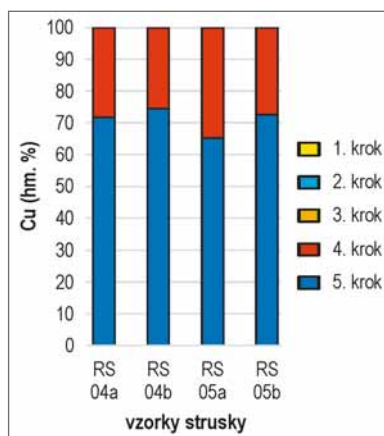
Výsledky pilotních analýz zpracovaných laboratoří na ÚGV PŘF MU uvádí tabulka 1. Jde vesměs o průměrné hodnoty ze dvou exemplářů téhož vzorku (pro kontrolu správnosti přípravy vzorku i analýz samotných; označeny jako a, b – viz obr. 2–5). Analýzy těchto vzorků na obsahy vybraných toxických kovů jsou uvedeny v tabulce 2 (spolu s mezemi detekce). Kvalita výsledků je navíc ověřena analýzami zadanými následně do referenčních laboratoří ve Vancouveru v Kanadě. Ani v jednom vzorku nebyl zjištěn As v obsazích nad mezí detekce. Nejvyšší obsahy organického uhlíku obsahují vzorky RS 04 a RS 01 odebrané ze srázu poblíž cesty. Významně zvýšené jsou koncentrace Cd (140 ppm) a zejména Zn (extrémně vysoké hodnoty přes 15 900 ppm) zjištěné pro vzorek RS 04. Tyto skutečnosti vyžadují další šetření a ověřující odběrové práce. Pro Cr nemáme potřebné srovnávací mezní hodnoty, přesto jsou u všech vzorků překročeny průměrné koncentrace, které pro zemskou kůru i pro půdy uvádí



Obr. 2: Relativní zastoupení Zn v jednotlivých frakcích SEA.
Fig. 2: Relative distribution of Zn among the SEA fractions.

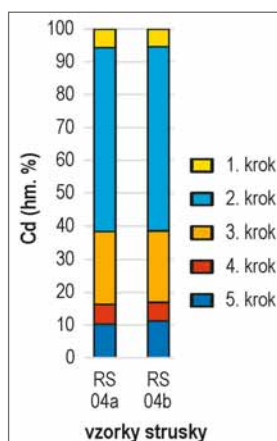


Obr. 3: Relativní zastoupení Cr v jednotlivých frakcích SEA.
Fig. 3: Relative distribution of Cr among the SEA fractions.



Obr. 4: Relativní zastoupení Cu v jednotlivých frakcích SEA u vzorků RS 04 a RS 05.

Fig. 4: Relative distribution of Cu among the SEA fractions in the slag samples RS 04 and RS 05.



Obr. 5: Relativní zastoupení Cd v jednotlivých frakcích SEA u vzorku RS 04.

Fig. 5: Relative distribution of Cd among the SEA fractions in the slag sample RS 04.

Čurlík (2011). Koncentrace Cu je nad mezí detekce pouze u vzorků RS 04 a RS 05.

Na základě chemické analýzy (viz tab. 2) byla pomocí SEA zkoumána mobilita Zn (obr. 2) a Cr (obr. 3) na všech vzorcích, Cu na vzorcích RS 04 a RS 05 (obr. 4) a Cd na vzorku RS 04 (obr. 5).

Zn a Cd se z geochemického hlediska chovají podobně, což potvrzuje i stejný „vzor“ zastoupení kovů v jednotlivých frakcích, jak vidíme u vzorku RS 04 na obrázcích 2 a 5.

Sledované těžké kovy nejsou ve struskách snadno vyměnitelné. První frakce kovů dle SEA v odebraných vzorcích buď zcela chybí (Cr a Cu, viz obr. 3 a 4), nebo v případě Cd ve vzorku RS 04 tvoří jen několik málo procent (5,5%, viz obr. 5) či desetiny procenta v případě Zn (0,2%, viz obr. 2) ve vzorku RS 04 z celkového obsahu daného kovu.

Nejvíce Zn (47%) a Cd (56%) ve vzorku RS 04 je zastoupeno ve druhé frakci SEA, tj. vázáno na karbonáty. To znamená, že dostane-li se vzorek s takto vázanými kovy do kyselého prostředí, kde se začnou rozpouštět karbonáty, tak spolu s nimi se do prostředí uvolní i vázané těžké kovy.

Ve třetí frakci vzorku RS 04, tj. v hydroxidech Fe a Mn je vázáno 24% Zn a 22% Cd. Hydroxidy železa ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) jsou stabilní v poměrně širokém rozmezí pH blízko nulového oxidačně-redukčního potenciálu. V kyselém prostředí se rozpouští a tvoří samostatné ionty a komplexy v roztoku. V podmínkách stability hydroxidů Fe by měly být stabilně vázány i těžké kovy v nich přítomné.

V ostatních vzorcích vyjma vzorku RS 04 je Zn zastoupen v jednotlivých frakcích velmi podobně (viz obr. 2). Suma kovů v 1., 2. a 3. frakci SEA nepřevyšuje 50%. Čtvrtá frakce kovů vázaná na organickou hmotu dosahuje max. 11% u vzorku RS 03. Poměrně malá část Zn a Cd je opravdu pevně vázána v materiálu vzorku RS 04. Naopak u ostatních vzorků je více než polovina Zn vázána v materiálu struskové deponie pevně.

U Cu a Cr je také nadpoloviční množství z celkového obsahu kovů vždy vázáno na poslední frakci SEA – tj. pevně ve „struktuře“ vzorku. Měď je kromě toho ještě významně zastoupena ve frakci vázané na organickou hmotu (viz obr. 4, od 25 do 35%) a Cr na hydroxidy Fe a Mn (viz obr. 3, od 12 do 33%). Z hlediska nebezpečnosti uvolnění ze struskového materiálu je výsledný „vzor“ rozložení frakcí SEA u Cu a Cr pro životní prostředí příznivý.

Pro případnou mobilizaci a vyplavování chemických látek vázaných ve strusce má význam doba zdržení vody ve struskové deponii, inertnost materiálu a chemické složení půdních roztoků a srážkové vody, která tělesem strusky protéká, zejména hodnota pH. Doba zdržení vody v horninovém prostředí (v tomto případě v akumulaci strusky) je závislá na hydraulické vodivosti materiálu, na morfologické pozici a na výškovém gradientu. Charakter popsaného materiálu ve struskové deponii naznačuje na silně až velmi silně propustné prostředí v závislosti na obsahu hlíny, písku, popela a případných dalších příměsí. Po celou dobu terénních prací na lokalitě v roce 2017 bylo dno žlábků suché bez jakýchkoli vývěrů nebo

průsaků pod tělesem strusky. Nebylo proto možné odebrat vzorky vody ke zjištění přítomnosti kovů případně dalších sloučenin.

V jeskynních systémech jako takových nelze kyselé podmínky očekávat, o čemž svědčí i hodnoty pH v rozmezí 6,73–7,10 zjištěné na vývěrech Jedovnického potoka v Josefovském údolí. Rovněž hodnoty pH Jedovnického potoka nad Rudickým propadáním se pohybují okolo 6,5–7,0. Nicméně v místě depozice struskový materiál interaguje jak se srážkovými vodami, tak s kyselými půdními roztoky a uvolňování části kovů vázaných na karbonáty nelze vyloučit. Předpokládáme však, že výsledné koncentrace kovů v krasových vodách nepřesáhnou povolené limity. Nebezpečný tak zůstává hlavně klastický materiál, který zatěžuje jeskynní prostředí.

Závěr

Struska je významným antropogenním činitelem, který ovlivňuje celý jeskynní systém Rudické propadání – Býčí skála. Větší klasty strusky jsou poměrně odolné vůči zvětrávání a zachovávají si ostré lomové hrany. Srážková voda, která na depozici dopadne, zřejmě velmi rychle infiltruje do strusky, interaguje s půdními roztoky, díky velkému spádu rychle protéká ke dnu žlábku a dále ve směru jeho osy, případně do hlubších partií krasově-puklinového horninového prostředí. K dočasnému zdržení infiltrované srážkové vody v materiálu depozice může dojít při jeho bázi zejména u dna žlábku.

Z výsledků geochemických analýz vyplývá, že chemické složení strusky je velmi pestré. Liší se jak v obsazích

Tab. 2: Obsahy vybraných těžkých kovů ve vzorcích strusky RS 01 až RS 05.
Tab. 2: Contents of selected heavy metals in the slag samples RS 01 to RS 05.

ppm (limit detekce)	RS 01	RS 02	RS 03	RS 04	RS 05
Cr (17,3)	218,3	139,7	134,0	369,0	305,0
Cu (16,3)	–	–	–	35,0	28,0
Zn (6,3)	85,5	148,4	156,0	15944,0	229,0
As (108,0)	–	–	–	–	–
Cd (7,5)	1,0	0,8	1,0	140,0	2,0

základních oxidů (CaO, Al₂O₃,...), tak i v koncentracích těžkých kovů. Část kovů (Cd, Zn) je částečně vázána na „karbonátovou frakci“ SEA. Ačkoli v krasovém prostředí nízké pH nepředpokládáme, tak mobilizaci kovů ve strusce ani jejich další transport horninovým prostředím, nelze vyloučit. Struskový materiál je „in situ“ vystaven účinkům zvětrávání za působení kyselých půdních roztoků. Během dešťů tak může docházet kromě mobilizace pevného materiálu i k rozpouštění/vyluhování a transportu kovů. Nepředpokládáme však, že dosažené koncentrace kovů v krasových vodách budou rizikové. Z environmentálního hlediska tedy představuje strusková deponie především zdroj klastického materiálu, který znečišťuje jeskynní systém a ohrožuje speleotémy mechanickou abrazí.

Poděkování

Autoři děkují editorovi doc. Ing. Jiřímu Faimonovi a recenzentům Mgr. Pavlu Pracnému, Ph.D. a RNDr. Jiřímu Otavovi, CSc. za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu OG MŽP a ČGS 386700.

Literatura

- Čurlík, J. (2011). Potenciálne toxické stopové prvky a ich distribúcia v pôdach Slovenska. Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Bratislava, 462 s.
- Klepáč, V. (2016). Krápníky v Moravském krasu ohrožuje struska. – Právo, 9. srpna, 2016.
- Němeček, J., Mühlhanslová, M., Macků, J., Vokoun, J., Vavříček, D., Novák, P. (2011). Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. 2. upravené vydání, Česká zemědělská univerzita, Praha, 94 s.
- Otava, J., Balák, I., Baldík, V., Bubík, M., Buriánek, D., Čáp, P., Černý, J., Franců, J., Fůrychová, P., Gilíková, H., Havlín, A., Hladil, J., Janderková, J., Kociánová, L., Kolečka, V., Konečný, F., Kryštofová, E., Kumpan, T., Melichar, R., Müller, P., Paleček, M., Pecina, V., Pecka, T., Sedláček, J., Sedláčková, I., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Večeřa, J., Vít, J. (2013). Vysvětlivky k Základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 24-411 Jedovnice. – 298 s. MS, Archiv České geologické služby, Brno.
- Srstková, P. (2014). Struska přestane ničit propadání. – Blanenský deník, 22. srpna, 2014.
- Tessier, A., Campbell, P. G. C., Bisson, M. (1979). Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. – Analytical Chemistry, 51, 844–851.

Editor: Jiří Faimon

Doporučená citace článku: Baldík, V., Krumlová, H., Buriánek, D., Kryštofová, E., Janderková, J., Sedláček, J., Novotný, R., Dostalík, M. (2018). Mobilizace chemických složek struskové deponie v Národní přírodní rezervaci Rudické propadání. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 108–112.

SEISMICKÉ JEVI REGISTRované STANICÍ VRAC V ROCE 2017

Seismic events recorded by station VRAC during year 2017

Josef Havíř ✉

Ústav fyziky Země, PŘF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno

*Key words: seismic monitoring, induced seismic events, natural seismicity, detectability, station VRAC***Abstract**

Broadband seismic station VRAC, operated by Institute of Physics of the Earth (Masaryk University) and situated westwards of village Vranov u Brna, is equipped with seismometer STS-2 high gain and by digitizer Quanterra Q330. This instrumentation allows recording of broad band of frequencies from tenths of Hz to hundreds of seconds. It is important for usage of the VRAC station, which is part of several seismic networks, including Czech regional seismic network and global International Monitoring System of the CTBTO. In frame of these networks, station VRAC has to record of seismic signal of both local and teleseismic events. During year 2017, station VRAC recorded 6 855 seismic events (10 699 picked seismic phases). More than 70% of recorded events were represented by local events with epicentral distance less than 360 km. Induced events (mining tremors) and quarry blasts dominated among these local events. In addition, 197 natural tectonic events were recorded (89 on the territory of the Czech Republic). In the region of the Bohemian massif, most important natural seismicity was observed in the area of west Bohemia, where seismic swarm occurred in July 2017. Exceptional tectonic event (10. 12. 2017, $M_L = 3.5$) was recorded from the NE part of the Bohemian Massif (near Hlučín). About 25% of events registered by station VRAC were represented by teleseismic events with epicentral distance exceeding 2 000 km, including Korean nuclear test from 3. 9. 2017. Records of relatively small teleseismic events show significant effect of the PKP caustic zone in respect of detectability of station VRAC.

Úvod

Širokopásmová seismická stanice VRAC, provozovaná Ústavem fyziky Země (ÚFZ) Masarykovy univerzity a situovaná západně od obce Vranov u Brna, je vybavena seismometrem STS-2 high gain a digitizérem Quanterra Q330. Toto přístrojové vybavení umožňuje při vzorkovací frekvenci 100 Hz v dobré kvalitě zaznamenávat seismický signál ve velkém rozsahu frekvencí a sledovat tak celou škálu seismických jevů od velmi blízkých otřesů až po vzdálená (teleseismická) zemětřesení.

Zmíněný širokopásmový charakter stanice je důležitý z hlediska jejího využití. Stanice VRAC je od roku 2002 certifikovanou stanicí globální sítě Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization) jako pomocná stanice AS26 (Havíř et al. 2003). Hlavním smyslem této globální sítě je globální seismické monitorování za účelem verifikace dodržování Smlouvy o úplném zákazu jaderných zkoušek. Tato role vyžaduje, aby stanice byla schopna zaznamenávat jak regionální, tak i vzdálené (teleseismické) jevy, včetně sekundárních fází a povrchových vln. Stanice tedy musí být schopna zaznamenat seismický signál ve frekvencích od jednotek hertz až po první stovky sekund. Současně je stanice VRAC součástí lokálních a regionálních seismických sítí, včetně např. České regionální seismické sítě (Zedník, Pazdírková 2014). Pro sledování blízkých jevů je pak nutné, aby záznam seismického signálu sahal do ještě vyšších frekvencí, tedy do hodnot až prvních desítek hertz.

Seismická stanice VRAC je tedy schopná zaznamenávat jak blízké, tak i vzdálené seismické jevy. Smyslem

tohoto článku je stručně ukázat, jaké množství seismických jevů tato stanice registruje během jednoho roku, a to na příkladu jevů zaznamenaných během roku 2017.

V roce 2017 zaregistrovala stanice VRAC celkem 6 855 seismických jevů (tab. 1). Vzhledem k tomu, že seismický záznam je komplexní a často je na něm možné odečíst časy příchodu více než jedné seismické fáze, je celkový počet seismických fází odečtených na stanici VRAC během zmíněného roku ještě vyšší (celkem 10 699 odečtených časů příchodů seismických fází).

Tab. 1: Počty seismických jevů registrovaných stanicí VRAC v roce 2017 podle epicentrální vzdálenosti.

Tab. 1: Numbers of seismic events registered by station VRAC during the year 2017 according to epicentral distance.

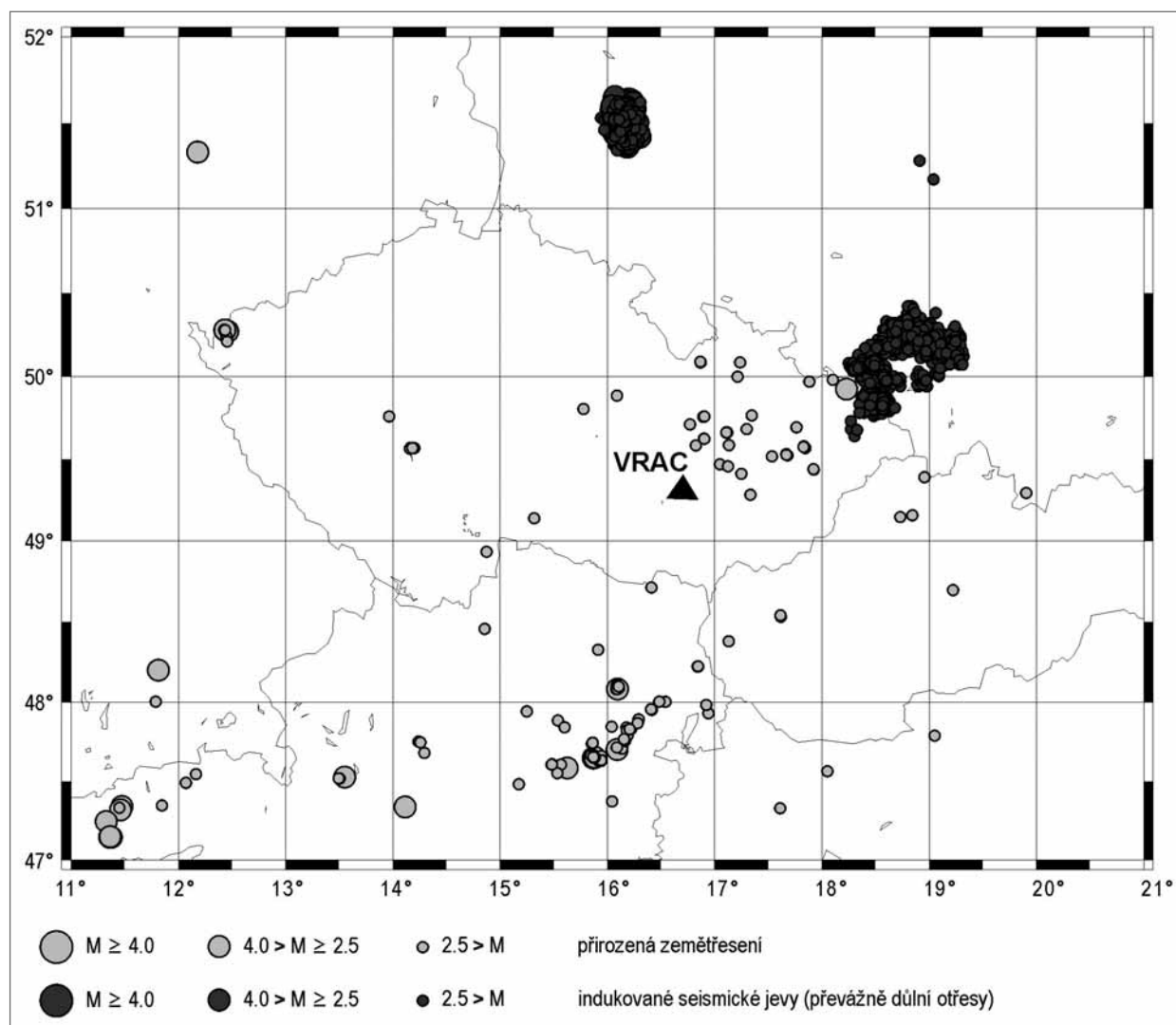
	počet jevů
epicentrální vzdálenost do 360 km	4 888
epicentrální vzdálenost od 360 do 2 000 km	272
epicentrální vzdálenost nad 2 000 km	1 694
neidentifikované	1
CELKEM	6 855

Blízké seismické jevy (epicentrální vzdálenost do 360 km)

Více než 70 % všech zaznamenaných jevů je reprezentováno blízkými seismickými jevy (epicentrální vzdálenost do 360 km), jejichž epicentra byla situována nejen na území České republiky, ale také v přilehlých částech Rakouska, Maďarska, Slovenska, Polska a Německa (obr. 1). Mezi těmito blízkými jevy dominovaly záznamy indukovaných jevů (převážně důlních otřesů – celkem 2 717 jevů) a explozí v lomech (celkem 1 974 jevů). Pouze přibližně 4 % zaznamenaných blízkých jevů bylo v roce 2017 reprezentováno přirozenými tektonickými otřesy (tab. 2).

✉ havir@ipe.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-113>



Obr. 1: Schematická mapa epicenter seismických jevů (s výjimkou explozí v lomech) registrovaných stanicí VRAC v roce 2017 (region České republiky a blízkého okolí).

Fig. 1: Schematic map of epicentres of seismic events (except quarry blasts) recorded by station VRAC during the year 2017 (area of the Czech Republic and surrounding regions): light grey – natural tectonic events; dark grey – induced events (mining tremors).

Přímo na území České republiky zaznamenala stanice VRAC během roku 2017 celkem 89 přirozených tektonických otřesů. Většinou šlo o slabá mikro-zemětřesení

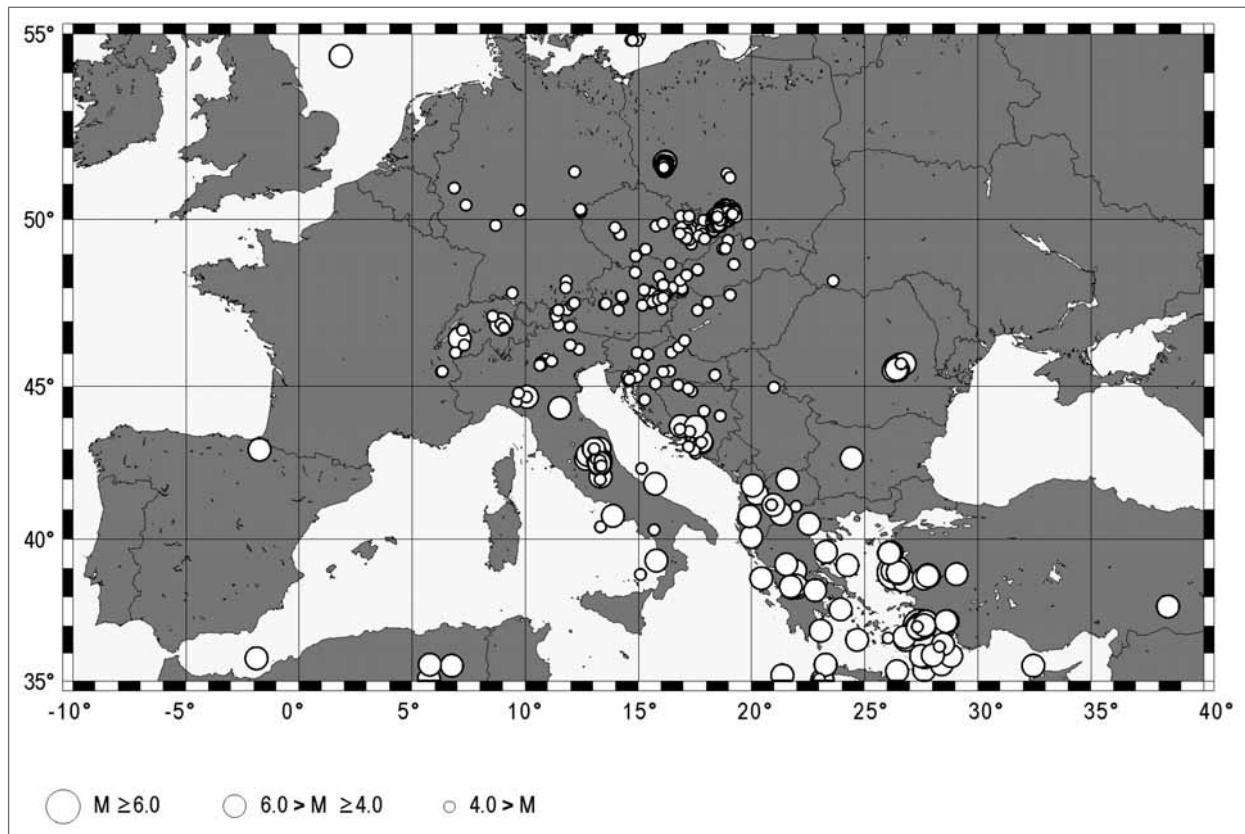
Tab. 2: Počty blízkých seismických jevů (epicentrální vzdálenost do 360 km) registrovaných stanicí VRAC v roce 2017 (na území České republiky a mimo toto území) podle jejich původu.

Tab. 2: Numbers of local seismic events (epicentral distance less than 360 km) registered by station VRAC during the year 2017 (on the territory of the Czech Republic and outside of this territory) according their origin.

epicentrální vzdálenost do 360 km	počet jevů
na území ČR	2 284
indukované jevy	830
tektonické otřesy	89
exploze	1 365
mimo území ČR	2 604
indukované jevy	1 887
tektonické otřesy	108
exploze	609
CELKEM	4 888

s hodnotou lokálního magnitudu ML menší než 1. Pouze v případě osmnácti tektonických otřesů s epicentrem na území České republiky dosáhlo jejich lokální magnitudu ML hodnoty 2 nebo více. Šlo především o otřesy náležející seismickému roji, který se projevil v červenci 2017 v západních Čechách, a to v epicentrální oblasti ssv. od obce Luby. Lokální magnitudu ML nejsilnějšího západočeského otřesu ze zmíněného seismického roje (11. 7. 2017 11:58 UTC), vypočtené na základě dat stanic ÚFZ, dosáhlo hodnoty 3,3.

Výjimečným tektonickým otřesem bylo zemětřesení ze dne 10. 12. 2017, jehož epicentrum bylo situováno ssv. od Hlučína. Lokální magnitudu ML tohoto jevu, vypočtené v ÚFZ, dosáhlo hodnoty 3,5 a jednalo se tak o nejsilnější tektonický otřes na území České republiky v roce 2017. Projevy přirozené seismické aktivity jsou sice z prostoru sv. části Českého masivu dobře známy (např. Špaček et al. 2006, 2015), v posledních desetiletích se ovšem jednalo zpravidla o mikro-zemětřesení s magnitudem o hodnotě



Obr. 2: Schematická mapa epicenter seismických jevů (s výjimkou explozí v lomech) registrovaných stanicí VRAC v roce 2017 (region Evropy).

Fig. 2: Schematic map of epicentres of seismic events (except quarry blasts) recorded by station VRAC during the year 2017 (Europe area).

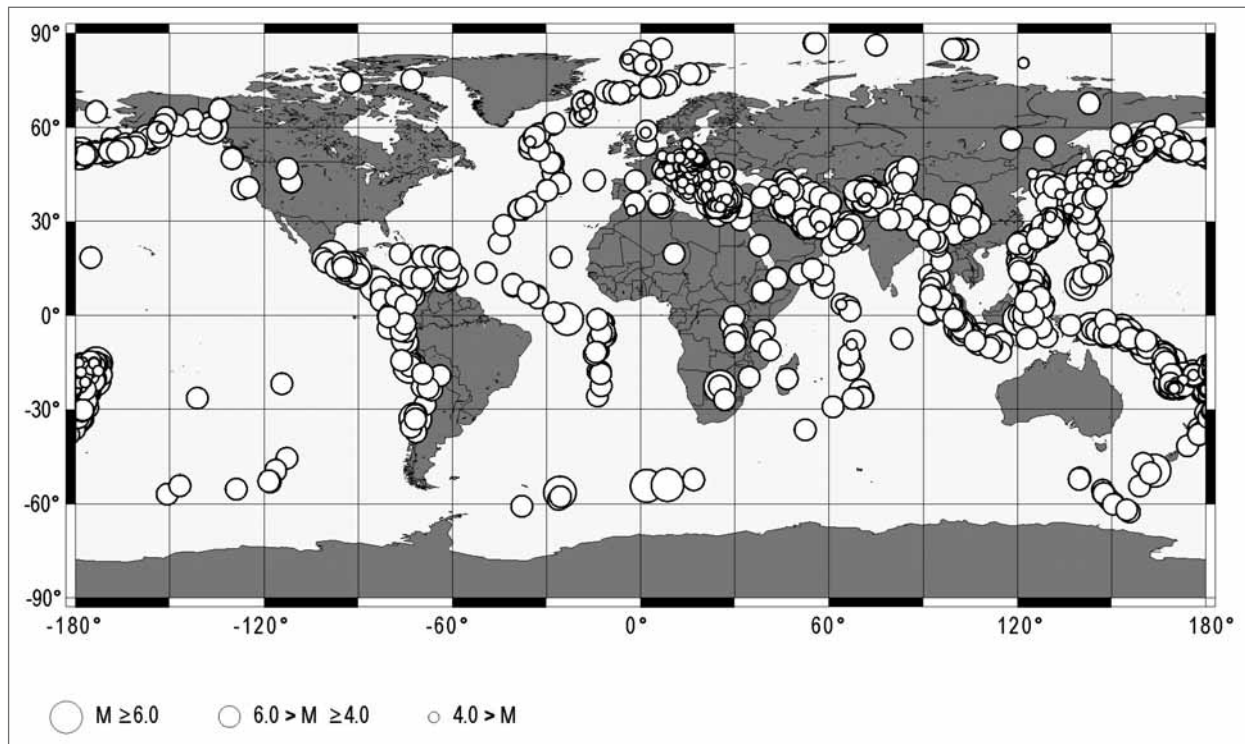
menší než 2, jen výjimečně byly pozorovány silnější jevy s magnitudem přesahujícím hodnotu 2.

Mimo území České republiky zaznamenala stanice VRAC dalších 108 tektonických otřesů s epicentry ve vzdálenosti do 360 km od stanice, převážná většina z nich se vyskytla na území Rakouska. Významné projevy seismické aktivity byly pozorovány především v zóně Mur-Mürz-Leitha. Epicentrum nejsilnějšího otřesu zaznamenaného v roce 2017 z tohoto prostoru bylo situováno u obce Neunkirchen (10. 11. 2017, dle ÚFZ Brno ML = 3,3, dle bulletinu rakouské seismické služby ML = 3,7). Zóna Mur-Mürz-Leitha patří k seismicky nejaktivnějším strukturám v prostoru Východních Alp (Lenhardt et al. 2007) a jsou s ní spojena také středně silná zemětřesení s hodnotou lokálního magnitudu ML vyšší než 4. Naposledy se v diskutované zóně vyskytly takto silné otřesy v roce 2013 v blízkosti obce Ebreichsdorf (Apoloner et al. 2015).

Významný tektonický otřes byl v roce 2017 zaregistrován také z prostoru zsz. od Vídně, v blízkosti obce Alland (8. 11. 2017, dle ÚFZ Brno ML = 3,3, dle bulletinu rakouské seismické služby ML = 3,1). Ve stejné oblasti se v roce 2016 vyskytlo zemětřesení, jehož lokální magnitudo ML dosáhlo hodnoty 4,2, a které bylo široce makroseismicky pozorováno v j. regionech České republiky. Severně od obce Alland je také kladeno epicentrum nejsilnějšího známého historického zemětřesení z území Rakouska, a to otřesu z roku 1590 (Hammerl, Lenhardt 2013).

Indukovanými seismickými jevy jsou myšleny takové otřesy, které vznikají sice samovolně, ale jejich vznik je podmíněn lidskou činností ovlivňující stav napětí v zemské kůře. Typicky jde například o důlní otřesy související s napětovými změnami při těžbě nerostných surovin. Všechny indukované seismické jevy zaznamenané stanicí VRAC v roce 2017 byly reprezentovány právě důlními otřesy. Epicentra těchto otřesů se nacházela zejména v prostoru Hornoslezské pánve (a to jak v české, tak i v polské části této pánve) a v blízkosti Lubinu v jz. Polsku (obr. 1). Ojedinele byly zaznamenány také důlní otřesy z regionu Belchatowa (Polsko). Lokální magnitudo ML nejsilnějšího z diskutovaných důlních otřesů (26. 12. 2017, Lubin) dosáhlo hodnoty 4,4 (dle ÚFZ). Vzhledem k relativně nízké úrovni přirozené seismické aktivity ve střední Evropě tak představuje indukovaná seismická nejvýznamnější zdroj seismicity v epicentrální vzdálenosti 360 km od stanice VRAC, a to jak co do četnosti, tak i co do velikosti otřesů.

Záznamy explozí v lomech zpravidla nejsou, kromě jejich identifikace, detailněji zkoumány. Nicméně lze alespoň konstatovat, že jde o jevy, jejichž hodnota lokálního magnitudu ML často přesahuje hodnotu 1, ojedinele i hodnotu 2. Například exploze v lomu Bílina v západních Čechách ze dne 17. 2. 2017 se projevila jako seismický jev s hodnotou lokálního magnitudu ML 2,1 (dle ÚFZ). Vzhledem k tomu, že Český masiv je seismicky velmi klidným regionem, představují záznamy explozí v lomech



Obr. 3: Schematická mapa epicenter seismických jevů registrovaných stanicí VRAC v roce 2017 (celý svět).

Fig. 3: Schematic map of epicentres of seismic events recorded by station VRAC during the year 2017 (global scale – whole world).

seismické jevy, které jsou amplitudově srovnatelné s větší registrací přirozených tektonických otřesů. I když je v řadě případů dobře patrný rozdíl v charakteristice tvaru seismického signálu explozí a přirozených zemětřesení, je nezbytné v rámci monitorování přirozené seismické aktivity věnovat pozornost také explozím, protože je nutné zajistit dostatečně spolehlivou identifikaci jak přirozených otřesů, tak i explozí, aby nedocházelo k záměně těchto jevů.

Regionální seismické jevy a teleseismické jevy

Stanice VRAC zaregistrovala v roce 2017 celkem 272 regionálních zemětřesení s epicentry ve vzdálenosti 360 až 2 000 km od stanice a 1 694 vzdálených (teleseismických) jevů s epicentrální vzdáleností nad 2 000 km (tab. 1, obr. 2 a 3).

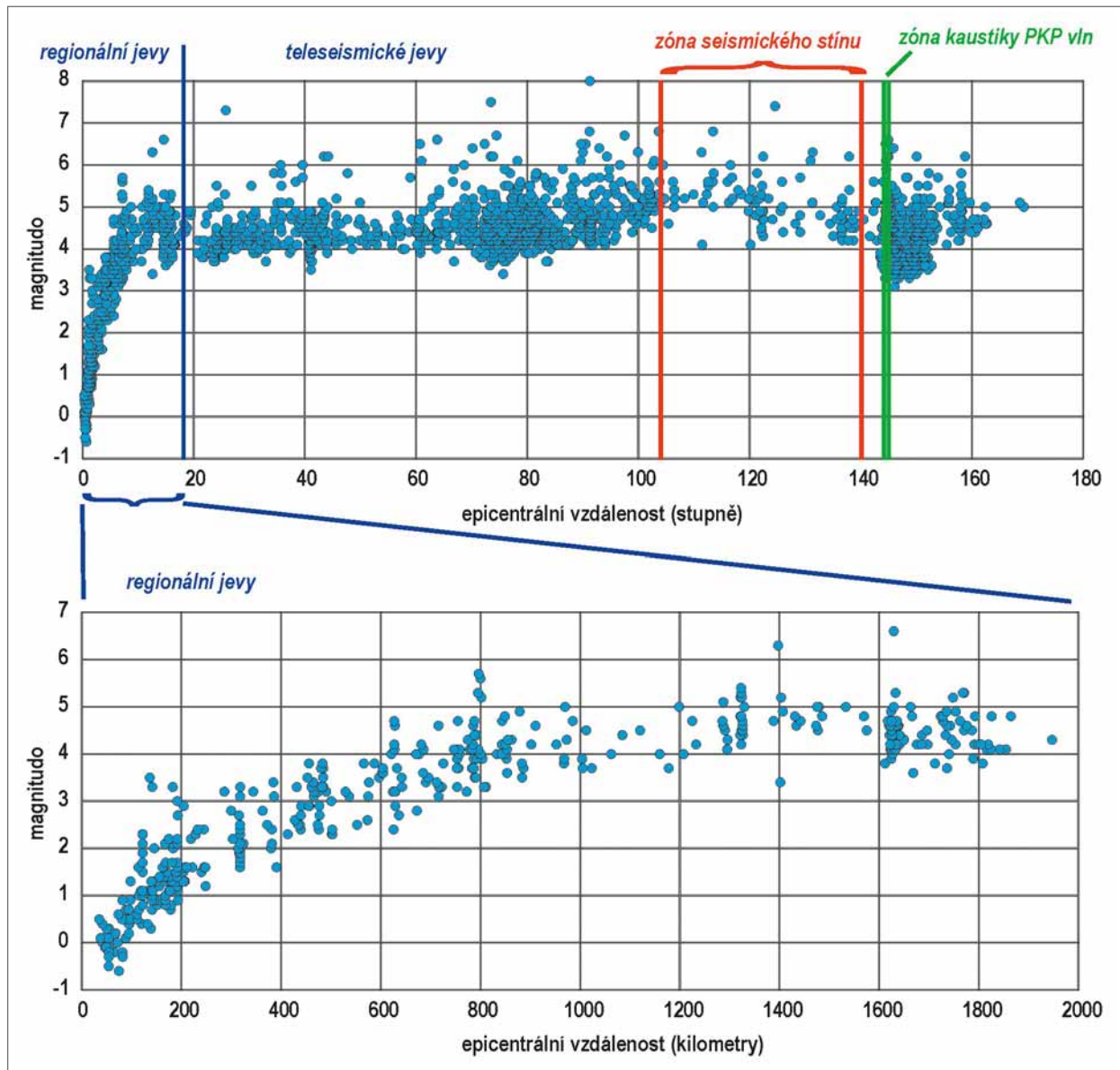
Menší počet regionálních a vzdálených jevů oproti záznamům jevů blízkých (s epicentry ve vzdálenosti do 360 km) je dán klesající detekční schopností stanice s rostoucí epicentrální vzdáleností, která se projevuje především v regionálním měřítku (obr. 4). Zatímco ve velmi malých vzdálenostech (méně než 100 km) je možné zaznamenat i otřesy se zápornými hodnotami lokálního magnitudu, ve vzdálenostech nad 400 km je již obtížné zaregistrovat slabší otřes než jev s magnitudem o hodnotě 2, a ve vzdálenostech nad 1 000 km pak již byla registrace dosahována pouze u jevů, jejichž magnitudo zřetelně přesáhlo hodnotu 3. V případě teleseismických jevů se pak v epicentrálních vzdálenostech do 90° (přibližně 10 000 km) projevuje závislost detekční schopnosti seismických stanic na epicentrální vzdálenosti již mnohem méně výrazně. Zřetelně však lze pozorovat výrazný pokles četnosti zaregistrovaných jevů s epicentry ve vzdálenos-

tech 104° až 140° a naopak zřetelný nárůst počtu středně silných otřesů s epicentry ve vzdálenostech cca 144° až 145°. První efekt souvisí s existencí zóny seismického stínu způsobené sníženými rychlostmi seismických vln ve vnějším jádře. Do této zóny nesměřují žádné paprsky přímých vln a jsou zde tedy registrovány pouze odražené seismické fáze nesoucí menší energii, což znemožňuje spolehlivé zaznamenání signálu slabších otřesů. Druhý ze zmíněných efektů pak souvisí s existencí tzv. zóny kaustiky PKP vln, kdy do jednoho místa přichází ve stejnou dobu seismický signál po více různých drahách a interferencí tohoto signálu pak dochází k zesílení amplitud seismické vlny.

Přestože počet zaznamenaných regionálních a teleseismických jevů je menší než počet blízkých otřesů s epicentry ve vzdálenostech do 360 km, není tento počet rozhodně zanedbatelný. Záznamy vzdálených (teleseismických) jevů představují přibližně čtvrtinu všech registrací stanice VRAC.

Epicentra regionálních otřesů zaznamenaných v roce 2017 stanicí VRAC se nacházela především v j. části Evropy a v prostoru Středozemního moře. Nejvýraznější seismická aktivita se projevovala v regionu Řecka, Egejského moře, Dodekanéských ostrovů a západního Turecka. Momentové magnitudo M_w dvou otřesů s epicentry při západním pobřeží Turecka přesáhlo podle údajů EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre) dokonce hodnotu 6 (20. 7. 2017, $M_w = 6,6$; 12. 6. 2017, $M_w = 6,3$). Významné projevy seismické aktivity byly pozorovány také v regionu střední Itálie, magnitudo m_b určené z objemových vln nesilnějšího otřesu z tohoto prostoru (18. 1. 2017) dosáhlo dle EMSC hodnoty 5,7.

Mezi vzdálenými seismickými jevy zaznamenanými v roce 2017 stanicí VRAC dominovalo svou velikostí



Obr. 4: Schematický graf ukazující magnitudo seismických jevů registrovaných stanicí VRAC v roce 2017 vůči jejich epicentrální vzdálenosti od stanice VRAC (nahore – globální měřítko, vzdálenost ve stupních; dole – lokální a regionální jevy, vzdálenost v kilometrech).

Fig. 4: Graph of the magnitude of seismic events registered by station VRAC during the year 2017 plotted against their epicentral distance (at the top – global scale, distance in degrees; at the bottom – local and regional events, distance in kilometers).

ničivé zemětřesení s epicentrem při pobřeží státu Chiapas (Mexiko), jehož magnitudo dosáhlo podle seismologické služby NEIC (USA) hodnoty 8,1. Kromě tohoto zemětřesení se v roce 2017 vyskytly ještě další tři silná zemětřesení s magnitudem vyšším než 7 (22. 1. 2017, Šalamounovy ostrovy, $M_s = 7,4$; 17. 7. 2017, Komandorské ostrovy, $M_s = 7,5$; 12. 11. 2017, pohraničí Íránu a Iráku, $M_s = 7,3$ – M_s je magnitudo počítané z povrchových vln, uvedené hodnoty jsou převzaty z bulletinu CTBTO). Takto silná zemětřesení jsou samozřejmě celosvětově spolehlivě registrována, a to i stanicemi nacházejícími se v zóně seismického stínu. Z hlediska detekčních možností jsou zajímavé naopak registrace slabých vzdálených seismických jevů. V tomto ohledu lze dobře ilustrovat vliv kaustiky PKP vln na příkladu registrací zemětřesení s epicentrem v prostoru souostroví Fidži, kdy magnitudo mb počítané z objemových vln nejslabších jevů z diskutovaného prostoru mělo v případě otřesů zaregistrovaných stanicí VRAC hodnotu pouze 3,3 (dle bulletinu CTBTO). Tak slabé jevy je obtížné zaznamenat i v regionálních vzdálenostech nad 1 000 km.

Naprostá většina teleseismických jevů je reprezentována přirozenými zemětřeseními. Výjimkou byla v roce 2017 jaderná exploze provedená dne 3. 9. 2017 na jaderné střelnici Punggye-ri v sv. části KLDR. Šlo o zatím nejsilnější severokorejskou jadernou explozi. Magnitudo mb počítané z objemových vln dosáhlo podle záznamů stanic ÚFZ hodnoty 6,4.

Závěr
Statistický přehled registrací stanice VRAC v roce 2017 ukazuje poměrně vysoké počty registrovaných seismických jevů. Stanice VRAC poskytuje každoročně

řádově tisíce záznamů jak blízkých, tak i vzdálených otřesů. Její data tak představují významný příspěvek pro seismické monitorování ve všech měřítkách, od lokálního monitorování až po globální (celosvětové) měřítko.

Poděkování

Příspěvek vznikl s finanční podporou projektu MŠMT, program č. LM2015079, CzechGeo/Epos. Autor děkuje oběma recenzentům za jejich připomínky.

Literatura

- Apoloner, M. T., Tary, J. B., Bokelmann, G. (2015). Ebreichsdorf 2013 earthquake series: Relative location. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 108, 2, 199–208.
- Hammerl, Ch., Lenhardt, W. A. (2013). Erdbeben in Niederösterreich von 1000 bis 2009 n. Chr. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 67, 3–297.
- Havíř, J., Švancara, J., Otruba, J. (2003). Úloha a využití nově certifikované seismologické stanice VRAC v rámci Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO. – In: Sborník 12. regionální konference „Nové výsledky seismologických, geofyzikálních a geotechnických průzkumů“. Sborník vědeckých prací VŠB-TU Ostrava, řada stavební, 3, 2, 77–84.
- Lenhardt, W. A., 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.
- Špaček, P., Sýkorová, Z., Pazdírková, J., Švancara, J., Havíř, J. (2006). Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). – *Studia geophysica et geodaetica*, 50, 2, 233–258.
- Špaček, P., Bábek, O., Štěpančíková, P., Švancara, J., Pazdírková, J., Sedláček, J. (2015). 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*, 104, 963–990. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1121-7>
- Zedník, J., Pazdírková, J. (2014). Seismic activity in the Czech Republic in 2012. – *Studia geophysica et geodaetica*, 58, 342–348. <https://doi.org/10.1007/s11200-013-1290-z>.

Editor: Zdeněk Losos

Doporučená citace článku: Havíř, J. (2018). Seismické jevy registrované stanicí VRAC v roce 2017. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 113–118.

MIGRACE RADIONUKLIDU ^{226}Ra V SEDIMENTECH RYCHVALDSKÉ STRUŽKY

Migration of radium-226 radionuclide in sediments of Rychvald Creek

Radek Morcinek ✉, Josef Zeman

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

Key words: The Hornoslezska basin, Rychvald creek, Mine water, Activity of radium, Bottom sediments

Abstract

Large amounts of mining waters are discharged into waterstreams in the region of Ostrava-Karviná Mining District. This paper deals with discharged mine water from the Žofie watershaft, which is located in Petrvald basin in Czech part of Upper Silesian coal basin. Mine water may affect surface watercourses, especially their sediments, which may have increased activity of radium ^{226}Ra . The aim of this work was to evaluate geochemical evolution of the Rychvald creek with regard to the mobility of radium ^{226}Ra and estimate the degree of influence. From the results, it is evident that the mine waters significantly affect the composition of Rychvald creek. Increased equivalent dose was measured only up to the wastewater treatment plant, which probably considerably diluted the water, consequently diminishing migration abilities of radium. From the result of physicochemical parameters it is evident that discharged mine water from the Žofie watershaft affects mainly conductivity, due to high mineralization of discharged mine water. Increased doses of the gamma radiation equivalent, which are related to the increased mass activity of radium ^{226}Ra , were found in the sediment of the first 1 200 m of the Rychvaldské creek. However the determined increased activities of radium ^{226}Ra do not represent neither substantial risk for human health nor important risk for the environment.

Úvod

Lokalita Žofie (N 49°50'42,767" E 18°25'8,663") a okolní území ovlivněné vypouštěním důlních vod leží v Moravskoslezském kraji, okresu Karviná, přibližně 10 km v. od Ostravy a 13 km na Z od hranic s Polskem. Dobývání uhlí má v oblastech těžby značný vliv na životní prostředí. Po ukončení těžby, zatopení dolů a remediaci dotčených areálů zůstávají jako dlouhodobý problém kontaminované důlní, povrchové a průsakové vody. Vodní jáma Žofie se od roku 1999 používá výhradně k odčerpávání důlních vod. Odčerpaná voda je vypouštěna do Rychvaldské stružky, odkud se postupně dostává až do řeky Odry. Důlní vody mohou obsahovat velké množství rozpuštěných látek. Na této lokalitě je pozornost věnována hlavně aktivitě radia a izotopům vznikajícím při jeho rozpadu. Zejména se jedná o dnové a břehové sedimenty, které mohou vykazovat zvýšenou aktivitu radia ^{226}Ra . Tento příspěvek hodnotí geochemický vývoj v Rychvaldské stružce, v okolních povrchových tocích a rybnících s ohledem na mobilitu radia a vyhodnocuje fyzikálně-chemické parametry po vypouštění důlních vod. Monitoring důlních a povrchových vod, monitoring dnových sedimentů a řešení některých specifických problémů na této lokalitě probíhá již od roku 2005 (Grmela et al. 2005; Kalous et al. 2014). Nové výzkumy koncentrací radia v důlních vodách probíhají i v polské části Hornoslezské pánve (Bondaruk et al. 2015; Chałupnik et al. 2017).

Důlní vody

Důlní vody se čerpají z důvodu udržení hladin podzemních vod pro zajištění ochrany ložiska a bezpečnosti při těžbě uhlí v činných částech ostravsko-karvinského re-

víru. Čerpání důlních vod na Ostravsku probíhá na dvou místech. Z ostravské dílčí pánve na lokalitě Jeremenko a z petrvaldské dílčí pánve na lokalitě Žofie (Grmela 2004). Důlní vody čerpané z vodní jámy Žofie odpovídají vodám bazálního kolektoru Na-Cl typu (vysoká salinita), pro které je charakteristická celková mineralizace v rozmezí 15 000–22 000 mg/l. Převážně se vyznačují velmi nízkým obsahem jodu a bromu (okolo 8 mg/l) a typický je velmi nízký obsah síranů. Objemová aktivita ^{226}Ra v důlních vodách Vodní jámy Žofie se dlouhodobě pohybuje kolem 1 200 mBq/l (Kalous et al. 2014). Zvýšená radioaktivita, způsobená zvýšenou koncentrací ^{226}Ra , je u solanek častá (Wiegand et al. 2002). U solanek obvykle dochází k pozitivní korelaci mezi salinitou a aktivitou ^{226}Ra . V současné době je na vodní jámě Žofie čerpáno 37–48 l/s důlních vod. Po ukončení čerpání důlních vod budou obě jámy zlikvidovány.

Geologické jednotky a jejich horninová náplň

Z geologického hlediska se lokalita Žofie nachází v ostravsko-karvinském revíru, konkrétně v Petrvaldské dílčí pánvi, která je součástí Hornoslezské pánve. Hornoslezská pánev představuje jednu z významných evropských paralických a limnických černouhelných pánvi. Omezení celé pánve je dosud neznámé, neboť její sedimenty jsou většinou zakryty mladšími uloženinami, na povrch vystupují jen v malých výchozech a z velké části jsou známy jen z hlubokých průzkumných nebo strukturálních vrtů nebo z důlních děl (Dopita et al. 1997). Podloží pánve tvoří brunovistulikum s pokryvem převážně devonských a spodnokarbonských uloženin, výplň pánve tvoří klastické svrchnokarbonské sedimenty se slojemi černého uhlí (Pešek et al. 2012).

✉ 426864@mail.muni.cz

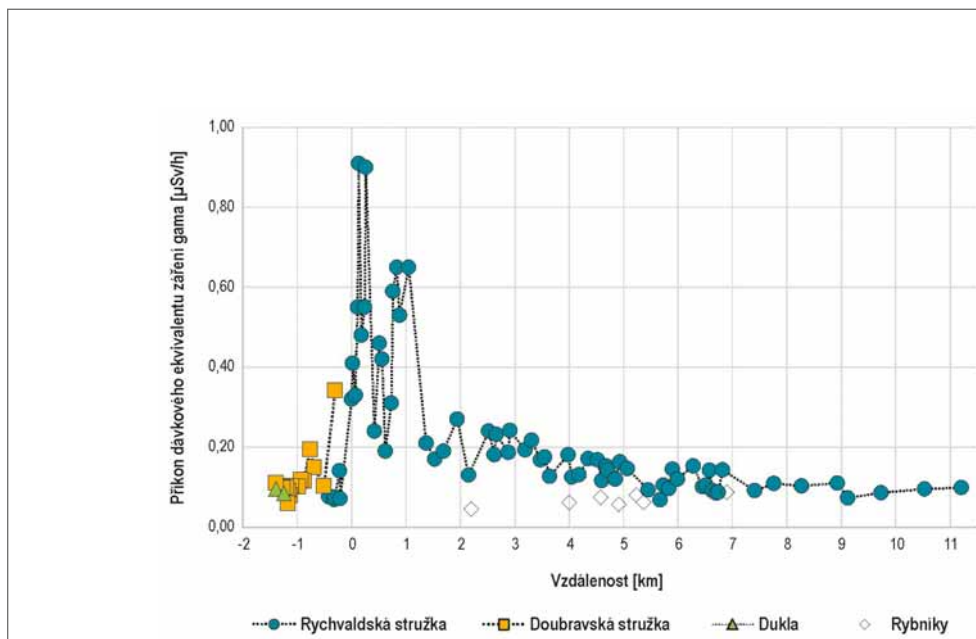
DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-119>

Použitá metodika

Měření obsahu radia ^{226}Ra v břehových sedimentech probíhalo pomocí spektrometru GR-135 (exploranium The Identifier), který měří příkon dávkového ekvivalentu záření gama (jednotka sievert Sv). Naměřené hodnoty ukazují, jaké budou biologické účinky daného záření. Spektrometr umožnil změřit data podél celého toku stružky a následně po zpracování hodnot zobrazit celý vývoj příkonu dávkového ekvivalentu záření gama v břehových sedimentech ve vzdálenosti od vypouštění důlních vod.

Měření bylo prováděno v roce 2015 na břehu toku, který měl v podzimním období nízké průtoky. Díky tomu bylo možné procházet těsně podél stružky a provádět měření. Procházel se celý průběh toku od části neovlivněné důlní vodou až k obci Vrbice, ve které je umístěn poslední měřicí bod. V částech, které sousedily se zaústěním vypouštěných důlních vod do Rychvaldské stružky byla zvolena relativně hustá vzorkovací síť tak, jak to dovolila místní situace (v okolí toku se nalézaly překážky v podobě porostů či oplocení), protože právě zde byly již dříve zjištěny zvýšené objemové aktivity radia (viz např. Kalous a Zeman 2015). Naopak ve vzdálenějších částech byla vzorkovací síť řidší, protože se hodnoty víceméně neměnily. Měřené břehové sedimenty měly převážně charakter hlíny (prachovité až jílovitoprachovité), objevovaly se také příměsi jemnozrnného písku. Vzhledem k tomu, že je tok stružky zvláště v částech po zaústění důlních vod různě zahluoben do terénu, byl spektrometr alespoň pro zachování srovnatelných podmínek měření vždy přiložen stejným způsobem na povrch sedimentu a bylo vyčkáno na ustálení měřené hodnoty (nejméně 20 vteřin). Tak bylo možné vyhodnotit alespoň relativní rozdíly v radioaktivitě sedimentu. Hodnota byla poté zapsána do terénního deníku. Zároveň byly při měření vždy zaznamenány GPS souřadnice.

Na Rychvaldské stružce bylo změřeno 74 bodů, na přítocích stružky a u rybníků bylo naměřeno dalších 19 bodů. V části nejvíce ovlivněné vypouštěním důlních vod do Rychvaldské stružky probíhalo také měření fyzikálně-chemických parametrů (teplota, elektrická vodivost, pH a Eh). Hodnoty pH, oxidačně-redukčního potenciálu



Obr. 1: Vývoj příkonu dávkového ekvivalentu záření gama v břehových sedimentech Rychvaldské stružky a okolních toků, měřeny dne 18. 11. a 21. 11. 2015. Na vodorovné ose je vynesena vzdálenost podél toku, 0. km je v pozici vypouštění důlních vod z vodní jámy Žofie. Na svislé ose jsou hodnoty příkonu dávkového ekvivalentu záření gama v mikrosievertch za hodinu.

Fig. 1: Development of an equivalent dose in sediments of Rychvald creek and surrounding streams, measured on 18. 11. and 21. 11. 2015. On the horizontal axis is the distance along the flow, 0. km is in the position of mine water discharge from the Žofie watershaft. On the vertical axis are the values of equivalent dose ionizing radiation in microsieverts per hour.

(ORP, Eh), elektrické vodivosti a teploty byly měřeny multimetrem WTW Multi 350i (s přesností $\pm 0,01$ pro pH, $\pm 0,5\%$ pro konduktivitu a $\pm 0,1$ °C pro teplotu). Pro měření pH a teploty byla použita elektroda SenTix 41, pro měření Eh elektroda SenTix ORP a pro měření elektrické vodivosti byla použita elektroda WTW TetraCon 325.

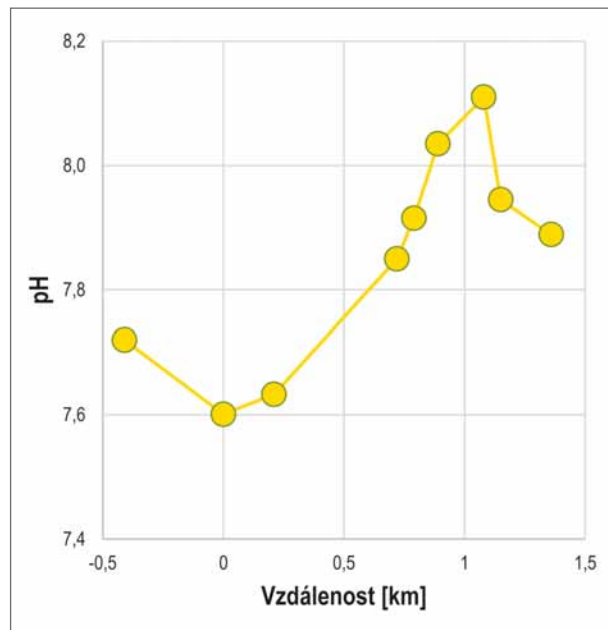
Výsledky a jejich diskuze

Příkon dávkového ekvivalentu záření gama v břehových sedimentech podél toku stružky (obr. 1) dosahuje nejvyšších hodnot cca do 1 200 m od vypouštění důlních vod. Hodnoty v této vzdálenosti dosahují až $0,91 \mu\text{Sv/h}$. Vypouštěná důlní voda výrazně ovlivňuje vlastnosti toku. Celkový průměr příkonu dávkového ekvivalentu záření gama podél toku Rychvaldské stružky je $0,23 \mu\text{Sv/h}$, tyto hodnoty jsou ovlivněny zejména stavem v prvních 1 200 m toku od zaústění důlních vod, kdy se průměr naměřených hodnot pohybuje kolem $0,50 \mu\text{Sv/h}$. V této části toku dochází až ke čtyřnásobnému zvýšení příkonu dávkového ekvivalentu záření gama ve srovnání se vzdálenějšími částmi toku. Je zřejmé, že výrazný pokles příkonu dávkového ekvivalentu záření gama ve vzdálenosti cca 1 200 m od zaústění důlních vod má příčinu ve změně podmínek vnějšího prostředí. V této pozici toku se nachází místní čistírna odpadních vod, pod zaústěním čistírny ovlivnění břehových sedimentů důlními vodami klesá, resp. dostává se na úroveň pozadí oblasti (přirozené pozadí se pohybuje v hodnotách kolem $0,1-0,2 \mu\text{Sv/h}$). Může to být způsobeno tím, že čistírka podstatně ředí vody toku Rychvaldské stružky, čímž ovlivňuje fyzikálně-chemické

parametry vody a mění podmínky záchytu radia v břehových sedimentech.

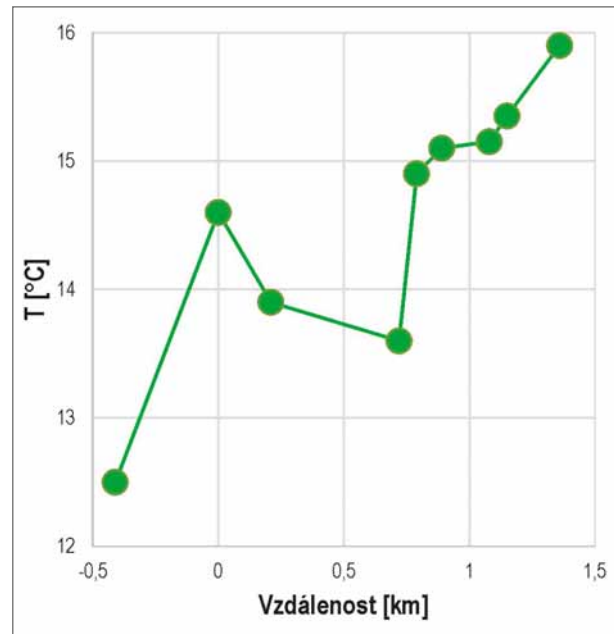
V roce 2013 provedla firma Georadis s.r.o. laboratorní měření hmotnostní aktivity izotopů ^{228}Ra , ^{226}Ra , ^{238}U a ^{40}K u pěti vzorků břehových sedimentů Rychvaldské stružky. V oblasti zvýšených hodnot příkonu dávkového ekvivalentu záření gama v břehových sedimentech se ^{226}Ra podílelo na celkové hmotnostní aktivitě až 50 %, v ostatních částech stružky se podíl radia na celkové hmotnostní aktivitě břehových sedimentů pohyboval mezi 8 a 17 %.

Měření příkonu dávkového ekvivalentu záření gama v břehových sedimentech v okolních rybnících Špice, Dub, Kališček I, Kališček II, Skučák, Podkostelní rybník a Velký Cihelník ukázalo, že břehový sediment v rybnících není ovlivněn důlní vodou, naměřené hodnoty se pohybovaly kolem $0,1 \mu\text{Sv/h}$. V okolních tocích tedy Doubravské stružce, Zimovůdce a ve vodách vytékajících z areálu bývalého dolu Dukla, které se vlévají do Rychvaldské stružky, rovněž nebyly s výjimkou jedné hodnoty naměřeny zvýšené hodnoty příkonu dávkového



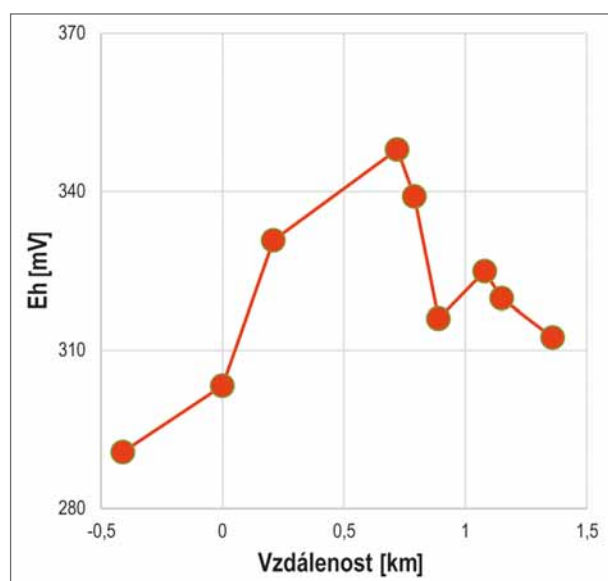
Obr. 2: Vývoj hodnot pH na měrných profilech Rychvaldské stružky.

Fig. 2: Development of pH values in the profiles of Rychvald creek.



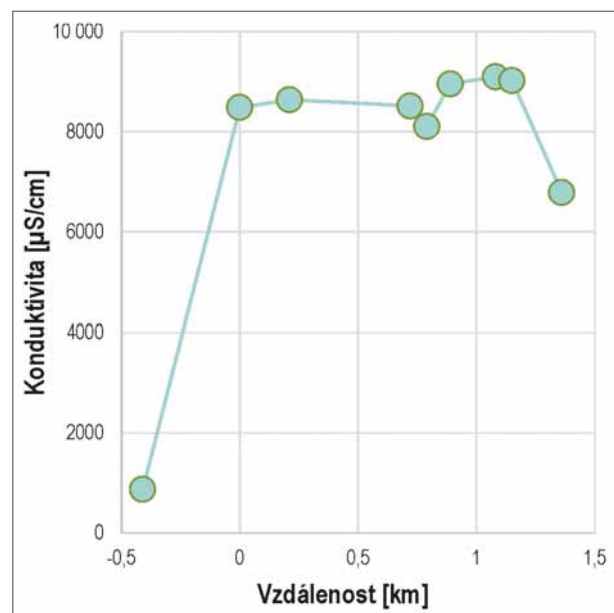
Obr. 4: Vývoj teplot na měrných profilech Rychvaldské stružky.

Fig. 4: Development of temperatures in the profiles of Rychvald creek.



Obr. 3: Vývoj hodnot oxidačně-redukčního potenciálu na měrných profilech Rychvaldské stružky.

Fig. 3: Development of oxidation reduction potential in the profiles of Rychvald creek.



Obr. 5: Vývoj elektrické vodivosti na měrných profilech Rychvaldské stružky.

Fig. 5: Development of electrical conductivity in the profiles of Rychvald creek.

ekvivalentu záření gama. Zvýšená hodnota 0,343 $\mu\text{Sv/h}$, byla naměřena v blízkosti zaústění Doubravské stružky do Rychvaldské stružky, a má pravděpodobně souvislost s důlní vodou vypouštěnou do Rychvaldské stružky.

Fyzikálně-chemické parametry

Měřením v roce 2015 nebyl prokázán významnější vliv důlních vod vypouštěných z vodní jámy Žofie na fyzikálně-chemické parametry vod Rychvaldské stružky s výjimkou elektrické vodivosti, která ukazuje na významné zvýšení mineralizace vod (obr. 2–5). Na vodorovné ose je vynesena vzdálenost podél toku, 0. km vyjadřuje pozici vypouštění důlních vod z vodní jámy Žofie do toku Rychvaldské stružky.

Hodnoty pH (obr. 2) podél toku rostou od 7,6 k 8,1 a pohybují se v mezích, které jsou pro povrchové vody obvyklé. Mírný růst je možné přičíst tomu, že je fugacita oxidu uhličitého rozpuštěného v důlních vodách vyšší, než odpovídá koncentraci oxidu uhličitého v atmosféře a postupně dochází k ustavení rovnováhy. Oxidačně-redukční potenciál (obr. 3) se nachází mezi hodnotami 295 až 353 mV. Hodnoty se mírně zvyšují, ale poté se opět vrací na průměrnou hodnotu kolem 325 mV. Naměřené teploty (obr. 4) se pohybují mezi 12 °C a 16 °C. K významnějšímu ovlivnění dochází pouze u elektrické vodivosti (obr. 5), která ukazuje na významné zvýšení mineralizace vod. V neovlivněné části se elektrická vodivost pohybuje kolem 879 $\mu\text{S/cm}$ a v ovlivněné oblasti důlní vodou jsou hodnoty mezi 6 790 $\mu\text{S/cm}$ až 9 100 $\mu\text{S/cm}$.

Závěr

Naměřené příkony dávkového ekvivalentu záření gama v břehových sedimentech Rychvaldské stružky ukazují, že důlní vody vypouštěné z vodní jámy Žofie do Rychvaldské stružky ovlivňují břehové sedimenty Rychvaldské stružky pouze do vzdálenosti cca 1 200 m

od zaústění, poté se hmotnostní aktivita ^{226}Ra a příkon dávkového ekvivalentu záření gama s ní spojený postupně vrací na pozadovou hodnotu. Významný vliv vykazuje čistírna odpadních vod, která podstatně ředí vody Rychvaldské stružky a má vliv na migrační schopnosti radia, které se v břehových sedimentech stružky již významněji nesorbují.

Přestože byly v prvních 1 200 m v Rychvaldské stružky zjištěny v břehových sedimentech zvýšené příkony dávkového ekvivalentu záření gama, které souvisí se zvýšenou hmotnostní aktivitou radia ^{226}Ra v břehových sedimentech, nepředstavují naměřené hodnoty pro lidské zdraví významné riziko a ani významně neovlivňují životní prostředí. Nelze přímo srovnávat naměřené hodnoty s normou, která je dána Vyhláškou č. 422/2016, protože data naměřená z exteriéru reprezentují záření lokálního zdroje na úrovni terénu, nikoli skutečný příkon v objemu těla, kde lze očekávat nižší hodnoty, ale i tak nejvyšší naměřené hodnoty nepřekračují limit příkonu dávkového ekvivalentu pro pobytové místnosti (1 $\mu\text{Sv/h}$ podle Vyhlášky o radiační ochraně a zabezpečení radionuklidového zdroje č. 422/2016 Sb).

Břehové sedimenty dalších možných zdrojů, které by mohly potenciálně ovlivňovat naměřené hodnoty ve stružce, tedy rybníky Špice, Dub, Kališček I, Kališček II, Skučák, Podkostelní rybník, Velký Cihelník a přítoky Rychvaldské stružky, Doubravská stružka, Zimovúdka a vody vytékající z bývalého dolu Dukla, nevykazují zvýšené příkony dávkového ekvivalentu záření gama a nemají výrazný podíl na ovlivnění břehových sedimentů Rychvaldské stružky. Ovlivnění je pouze důlní vodou z vodní jámy Žofie.

Nebyl prokázán významnější vliv vypouštěných důlních vod na fyzikálně-chemické parametry vod tekoucích v Rychvaldské stružce s výjimkou elektrické vodivosti, která ukazuje na významné zvýšení mineralizace vod.

Literatura

- Bondaruk, J., Janson, E., Wysocka, M., Chałupnik, S. (2015). Identification of hazards for water environment in the Upper Silesian Coal Basin caused by the discharge of salt mine water containing particularly harmful substances and radionuclides. – *Journal Of Sustainable Mining*, 14, 179–187. <https://doi.org/10.1016/j.jsm.2016.01.001>
- Dopita, M., Aust, J., Brieda, J., Černý, I., Dvořák, P., Fialová, V., Foldyn, J., Grmela, A., Grygar, R., Hoch, I., Honěk, J., Kaštovský, V., Konečný, P., Kožušníková, A., Krejčí, B., Kumpera, O., Martinec, P., Müller, K., Novotná, E., Ptáček, J., Purkyňová, E., Řehoř, F., Strakoš, Z., Tomis, L., Tomšík, J., Valterová, P., Vašíček, Z., Vencl, J., Židková, S. (1997). *Geologie české části hornoslezské pánve*. – 278 s. Ministerstvo životního prostředí. Praha.
- Grmela, A. (2004). Studie zhodnocení dostupných informací o geologické a hydrogeologické situaci petřvaldské dílní pánve OKR z hlediska prognózy vývoje kvality a kvantity zdrojů důlních vod. – MS, Ostrava.
- Grmela, A., Rapantová, N., Jelínek, P. (2005). Dopady ukončení těžby na hydrochemické změny důlních vod čerpaných z vodní jámy Žofie v OKR. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské Technické univerzity Ostrava, Řada hornicko-geologická*. – s. 367–372. VŠB – Technická univerzita Ostrava.
- Chałupnik, S., Wysocka, M., Janson, E., Chmielewska, I., Wiesner, M. (2017). Long term changes in the concentration of radium in discharge waters of coal mines and Upper Silesian rivers. – *Journal Of Environmental Radioactivity* 171, 117–123. ScienceDirect. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.02.007>
- Kalous, J., Zeman, J., Kadlec, P. (2014). Návrh postupu řešení problematiky radiační ochrany spjaté s vypouštěním důlních vod z VJŽ v roce 2014. – MS, Separa-Eko, spol. s r. o. Brno.
- Kalous, J., Zeman, J. (2015). Souhrnné zpracování dat a analýza trendů vývoje chemického složení důlních vod vodní jámy Žofie a dnových sedimentů v Petřvaldské stružce v letech 2004–2014 včetně vyhodnocení rizik pro lidské zdraví a zasažené ekosystémy. – MS, Separa-Eko, spol. s r. o. Brno.

- Pešek, J., Sivek, M. (2012). Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky. – 199 s. Česká geologická služba. Praha.
- Wiegand, J., Sebastian, F. (2002). Origin of radium in high-mineralised waters. – (IAEA-TECDOC-1271). International Atomic Energy Agency (IAEA).

Editor: Milan Geršl

Doporučená citace článku: Morcinek, R., Zeman, J. (2018). Migrace radionuklidu ^{226}Ra v sedimentech Rychvaldské stružky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 119–123.

VÝVOJ PODZEMNÍHO ODTOKU VE VÝCHODNÍ POLOVINĚ ČR

Baseflow evolution from the eastern part of the Czech Republic

Petr Vaníček , Kateřina Chroustová, Josefína Bízová, Adam Říčka

Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 61137 Brno

Key words: eastern part of the CR, climate changes, groundwater storage, baseflow, groundwater depletion**Abstract**

The depletion of groundwater storage caused by the climate changes is frequently discussed issue. Thus, the baseflow evolution from 2006 to 2015 (at two locations from 1994 to 2016) was assessed at 10 watersheds situated in the eastern part of Czech Republic. Six observed watersheds are situated in the crystalline rocks (Strážek Moldanubicum and Orlice-Sněžník Unit) and four in sedimentary rocks (Vienna Basin, Ždánice Unit, Vysoké Mýto Syncline and Ústí Syncline). The evolution of the groundwater storage and baseflow is based on the springs and rivers flow rates evaluation respectively. The groundwater storage evolution from the spring watersheds was determined by the Maillet equation. The automated baseflow separation accomplished by PART (USGS) program was applied for the river watersheds and then expressed by linear regression in MS Excel. The long-term decrease of groundwater storage and baseflow was revealed in all observed watersheds. The rate of this decline is very different in each watershed and ranges from 10 to 85%. The increase of groundwater exploitation or change of vegetation cover or seasonal distribution of groundwater recharge was not confirmed. Relating to the correlation between precipitation and baseflow evolution, the reason for groundwater depletion resides in the decreasing amount of precipitation.

Úvod

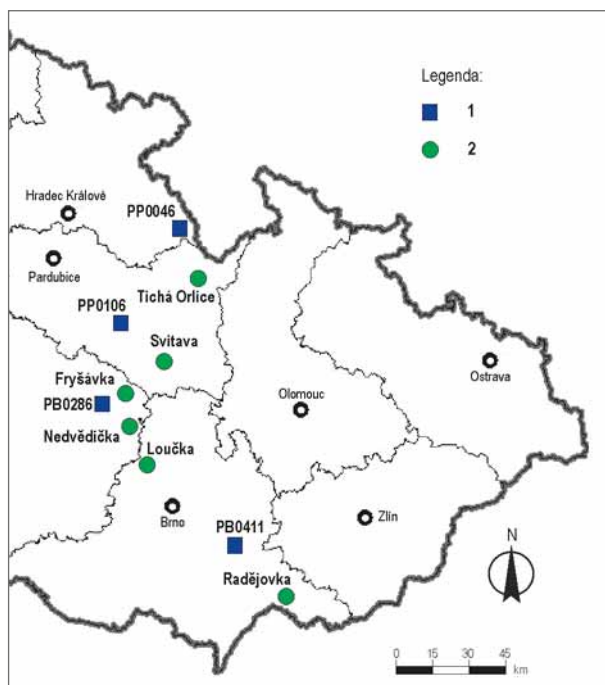
K často diskutovaným tématům poslední doby patří změny klimatu a jejich dopad na veškeré přírodní procesy. V přírodních podmínkách České republiky je jejich příčinou nedostatek srážek, který způsobuje pokles hladiny nejen povrchových, ale i podzemních vod, které mají pro společnost zásadní význam a často se využívají jako zdroj pitné i užitkové vody. Pokles zásob podzemních

vod dokládá například pokles hladin ve vodních nádržích, snižující se průtoky ve vodních tocích nebo klesající vydatnosti u pramenů. Pokles podzemního odtoku v krystaliniku ČR dokládá např. Hrkal et al. (2009) dlouhodobým snižováním hladiny podzemních vod.

Pro posouzení stavu zásob podzemní vody ve v. polovině ČR byl na 10 lokalitách zhodnocen vývoj podzemního odtoku (obr. 1), který lze v podmínkách mírného klimatického pásu a za neovlivněných nebo pouze málo ovlivněných přírodních poměrů ztotožnit s množstvím vody, která infiltrovala do příslušného zvodněného systému (Krásný et al. 2012). Efektivní infiltrace (EI) je tedy shodná s odtokem podzemní vody do povrchových toků, jestliže nedochází k dalším přírůstkům nebo ztrátám vody do nebo ze systému (Rutledge 2000). Přírodní zásoby podzemní vody jsou tedy reprezentovány podzemním odtokem (Krásný et al. 2012).

Přírodní poměry a lokalizace

Nejsevernější hodnocenou lokalitou je povodí Tiché Orlice, která se, stejně jako pramen PP0046 (Rokytnice v Orlických horách, Hanička 3), nachází v oblasti orlicko-sněžnického krystalinika tvořeného ortorulami, rulami a migmatity. Řeka Svitava leží společně s pramenem PP0106 (Zderaz, Kapalice) ve východní části české křídové pánve s dominantní převahou pískovců, jílovců a slínovců. V oblasti strážeckého moldanubika byla hodnocena povodí vodních toků Fryšávky, Loučky, Nedvědičky a pramen PB0286 (Nové Město na Moravě, Ski I), kde převládají ruly, případně ortoruly a migmatity. Poslední, a zároveň nejjižnější hodnocenou lokalitou bylo povodí řeky Radějovky ve vídeňské pánvi a pramene PB0411 (Lovčice u Kyjova, Jordánek), který se nachází ve ždánické jednotce vnější skupiny příkrovů Západních Karpat, reprezentovaného výskytem pískovců a slínovců.



Obr. 1: Lokalizace hodnocených pramenů (1) a měrných profilů (2) na vodních tocích.

Fig. 1: Location of studied springs (1) and measured stream profiles (2).

✉ 437281@mail.muni.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-124>

Metodika

Podzemní odtok byl zhodnocen z povodí řek Svitavy (Hradec nad Svitavou), Tiché Orlice (Sobkovice), Radějovky (Petrov), Fryšávky (Kadov), Loučky (Skryje) a Nedvědičky (Rožná) a povodí pramenů PP0106 (Zderaz, Kapalice), PP0046 (Rokytnice v Orlických horách, Hanička 3), PB0411 (Lovčice u Kyjova, Jordánek) a PB0286 (Nové město na Moravě, Ski I) – viz obrázek 1. Data průměrných denních průtoků a týdenních vydatností pramenů byla poskytnuta Českým hydrometeorologickým ústavem (ČHMÚ) a následně zpracována v programu PART a Mailletovou rovnicí.

Mailletova metoda

Mailletova rovnice (Maillet 1905) vychází z Boussinesquovy rovnice (Boussinesq 1904), pomocí které lze taktéž popsat klesající rameno v hydrogramu a určit doplňování podzemních vod.

$$Q_t = Q_0 \times e^{\alpha(t-t_0)} \quad (1)$$

kde Q_0 je vydatnost pramene na začátku recese, Q_t je vydatnost v čase t , e je základ přirozeného logaritmu a α je recesní koeficient. Ten může být spočten z rovnice 2 (Korkmaz 1990):

$$\alpha = \frac{l_n Q_{max} - l_n Q_{min}}{t} \quad (2)$$

Po výpočtu recesního koeficientu se rovnicí 3 vypočítá objem vody V (m^3) ve zvodni:

$$V = \frac{86400 \times Q}{\alpha} \quad (3)$$

kde 86 400 je počet sekund za den a Q je vyprazdňování (m^3/s).

Part

Jako vstupní data do programu Part byly využity denní průtoky ze stanic ČHMÚ. Program pracuje na základě metody separace hydrogramu. Využívá možnosti rozčlenění průtoky řeky na povrchový odtok a odtok podzemní. Skenuje záznamy dní, které se shodují s požadavky předcházející recese. Určí bazální průtok, který se rovná celkovému průtoku v těchto dnech, poté lineárně interpoluje denní záznam podzemního průtoky pro dny, které neodpovídají požadavky předcházející recese. Program je aplikován na dlouhou dobu záznamu, čímž se získá odhad o průměrné rychlosti odtoku podzemní vody (Rutledge 1998).

V podstatě program považuje průtok v toku za podzemní odtok po určité době od srážkového eventu dle rovnice 4 (Linsley et al. 1982):

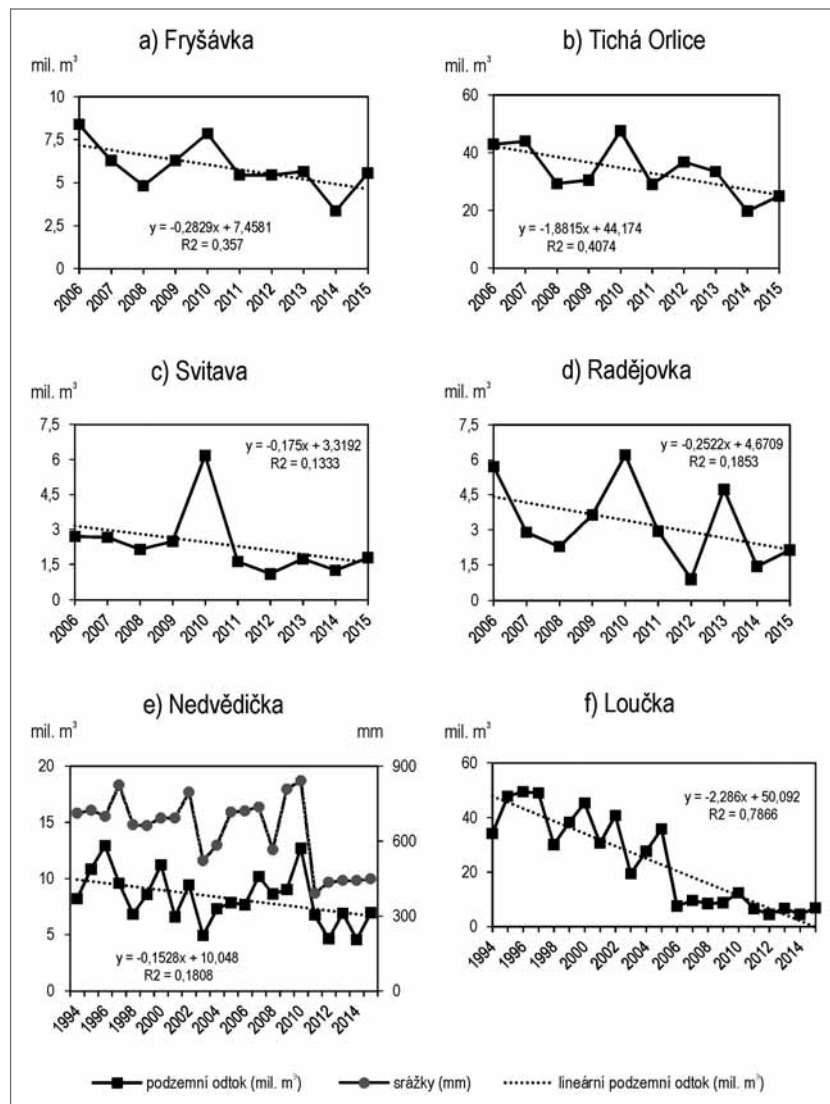
$$N = A^{0,2} \quad (4)$$

kde N je počet dní od srážkového eventu a A je plocha povodí ve čtverečních mílech.

Výsledky

Ve sledovaných povodích řek Svitavy (55,20 km^2), Tiché Orlice (98,45 km^2), Radějovky (41,02 km^2) a Fryšávky (20,93 km^2) byl určen podzemní odtok, resp. EI za období let 2006–2015, u povodí řek Loučky (222,2 km^2) a Nedvědičky (56,8 km^2) za období let 1994–2015.

Hodnoty podzemního odtoku jsou u povodí řek Svitavy (obr. 2c) a Radějovky (obr. 2d) srovnatelné a pohybují se průměrně od 950 tis. m^3/rok do 6,2 mil. m^3/rok . V povodí Tiché Orlice



Obr. 2: Vývoj ročního podzemního odtoku u sledovaných povodí toků.
Fig. 2: Evolution of annual baseflow from studied river watersheds.

(obr. 2b) byl podzemní odtok výrazně vyšší a jeho hodnoty se pohybují od 19,7 mil. m³/rok do 47,6 mil. m³/rok. U nejmenšího sledovaného povodí Fryšávky (obr. 2a) se hodnoty podzemního odtoku pohybovaly od 3,4 mil. m³/rok do 8,4 mil. m³/rok. Hodnoty podzemního odtoku se u povodí Loučky (obr. 2f) pohybovaly od 4,5 mil. m³/rok do 49,5 mil. m³/rok a u Nedvědičky (obr. 2e) od 4,5 mil. m³/rok do 12,9 mil. m³/rok.

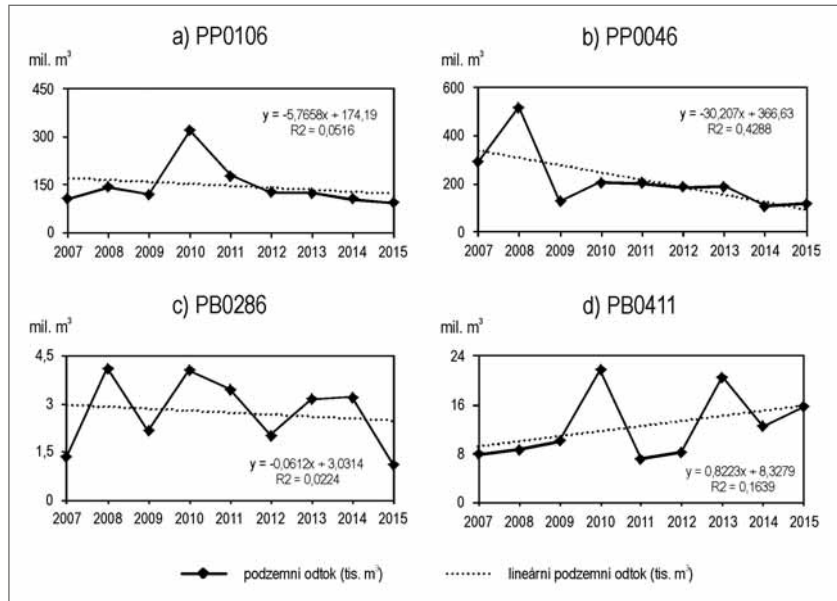
U všech povodí byl zaznamenán shodný vývoj trendu podzemních odtoků (obr. 2), který má klesající charakter. Z vývoje srážkových úhrnů v povodí řeky Nedvědičky (obr. 2e) je zřejmé, že během sledovaného období dochází také k poklesu srážkových úhrnů (stanice ČHMÚ Sejřek).

Podzemní odtok v povodích zájmových pramenů PP0106, PP0046, PB0411 (0,413 km²) a PB0286 byl hodnocen v rámci hydrologických let 2007–2015 (obr. 3). Z důvodu nevýrazné morfologie terénu nebylo možné jednoznačně určit plochu povodí u ostatních pramenů.

U tří ze sledovaných pramenů PP0106, PP0046 a PB0286 (obr. 3a, b, c) byly zaznamenány shodné trendy podzemního odtoku, které měly klesající charakter. Ze všech hodnocených povodí je jedinou výjimkou povodí pramene PB0411 (obr. 3d), ve kterém byl identifikován vzestupný charakter doplňování zásob podzemních vod.

Diskuze

Ve všech hodnocených povodích, s výjimkou povodí pramene PB0411, byl indikován pokles podzemního odtoku. Ten může být způsoben několika faktory. Jedním z nich je evaporace, která se vlivem globálního oteplování zvyšuje. Dalším významným faktorem je vývoj jímání podzemních vod ve studovaných povodích. Podle databáze Výzkumného ústavu vodohospodářského T.G. Masaryka (heis.vuv.cz) však v průběhu studovaného období nedocházelo ke zvyšování jímání podzemních vod nebo k výrazným změnám skladby vegetačního pokryvu u většiny sledovaných lokalit, s výjimkou povodí Nedvědičky a Loučky, u kterých nebylo k dispozici dostatečné množství potřebných podkladů (www.mapy.cz). Pokles podzemního odtoku tedy není způsoben těmito faktory. Hlavní příčina poklesu podzemního odtoku patrně spočívá ve změně vývoje dešťových srážek. Srovnáním výsledných hodnot doplňování podzemních vod v průběhu všech hodnocených roků a jednotlivých ročních období bylo zjištěno, že na žádné z hodnocených lokalit nedochází ke změně vývoje doplňování podzemních vod v průběhu roku. Hlavní období doplňování podzemních vod i nadále náleží jarní sezóně, zatímco období nejvyššího doplňování podzemních vod náleží podzimnímu období, jak je ukázáno např. na vývoji rozložení podzemního



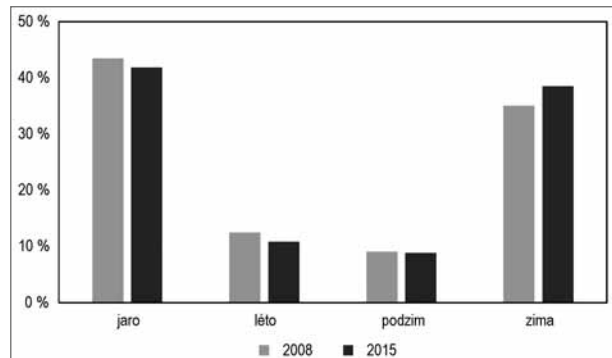
Obr. 3: Vývoj podzemního odtoku u povodí sledovaných pramenů.
Fig. 3: Evolution of annual baseflow from studied spring watersheds.

odtoku v povodí Tiché Orlice (obr. 4). Podstatná příčina poklesu doplňování podzemních vod tedy tkví v poklesu ročních srážkových úhrnů, což dokládá například vývoj ročních srážkových úhrnů ze srážkoměrné stanice Sejřek (ČHMÚ), nacházející se v oblasti povodí vodních toků Loučka a Nedvědička (obr. 2e, f).

Rozdílná velikost poklesu podzemního odtoku z jednotlivých povodí je způsobena odlišnou geologickou stavbou, morfologií terénu, nadmořskou výškou jednotlivých povodí, odlišným charakterem vegetačního pokryvu a odlišnou intenzitou srážek.

Závěr

Vývoj podzemního odtoku z 10 vybraných povodí byl sledován po dobu desíti až dvaceti let. Bylo zjištěno, že k nárůstu podzemního odtoku dochází pouze u pramene PB0411. U ostatních lokalit dochází k poklesu podzemního odtoku. Míra tohoto poklesu v letech 2006 až 2015 vyjádřená lineární regresí dosahuje přibližně u povodí řeky Svitavy 50 %, u povodí Tiché Orlice 60 %, u povodí Radějovky 10 %, u povodí Fryšávky 31 %, u povodí pramene



Obr. 4: Sezónní rozložení podzemního odtoku z povodí Tiché Orlice v roce 2008 a 2015.

Fig. 4: Seasonal distribution of baseflow from Tichá Orlice watershed in 2008 and 2015.

PP0106 25 %, u povodí pramene PP0046 70 % a u povodí pramene PB0286 5 %. Kvantifikace změny podzemního odtoku je u některých lokalit ovlivněna extrémními hodnotami ročního podzemního odtoku. Příkladem je popsán poklesový trend u pramenů PB0106 a PB0046 zvýrazněný extrémně vysokým doplněním podzemních vod v roce 2010 (PB0106) a 2008 (PB0046). Povodí pramene PB041 je jedinou lokalitou, kde došlo ke zvýšení doplňování zásob podzemních vod cca o 42 %. V letech 1994 až 2015 došlo v povodích řek Loučky a Nedvědičky, podle trendu vývoje podzemního odtoku, k poklesu příbližně až o 85 % a 35 %.

Zhodnocením faktorů, které by mohly mít na vývoj podzemního odtoku vliv, bylo zjištěno, že příčina převládajícího poklesu v doplňování zásob podzemních vod spočívá především v klesajícím vývoji ročních srážkových úhrnů.

Poděkování

Na tomto místě bychom rádi poděkovali editorům a recenzentům za cenné komentáře, které vedly ke zkvalitnění příspěvku. Dále bychom chtěli poděkovat pracovníkům Českého hydrometeorologického ústavu za poskytnutí hydrogeologických dat.

Literatura

- Boussinesq, J. (1904). Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. – *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées.*, 10, 5–78.
- Hrkal, Z., Milický, M., Tesař, M. (2009). Climate change in Central Europe and the sensitivity of the hard rock aquifer in the Bohemian Massif to decline of recharge: case study from the Bohemian Massif. – Springer-Verlag. 703–713.
- Korkmaz, N. (1990). The estimation of groundwater recharge from spring Hydrographs. – *Hydrological Sciences Journal*, 37, 247–261.
- Krásný, J., Císlarová, M., Čurda, S., Datel, J. V., Dvořák, J., Grmela, A., Hrkal, Z., Kříž, H., Marszalek, H., Šantrůček, J., Šilar, J. (2012). Podzemní vody České republiky: Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. – Česká geologická služba, Praha.
- Linsley, R. K., Jr Kohler, M. A., Paulhus, J. L. H. (1982). *Hydrology for engineers*, 3rd ed. – New York: McGraw-Hill. 691 pp.
- Maillet, E. (1905). *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Librairie Sci. – Paris: A. Hermann. 218 pp.
- Rutledge, A. T. (1998). Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean groundwater recharge and discharge from streamflow records-update. USGS. – *Water-Resources Investigations Report* 98–4148. 42 pp.
- Rutledge, A. T. (2000). Considerations for use of the RORA program to estimate ground water recharge from streamflow records. – USGS. *Open-file Report* 00–156. 43 pp.
- www.stranky.heis.vuv.cz 2017: Mapa: vodní hospodářství a ochrana vod (podklad mapy ČÚZK) s odběry podzemních vod 2006–2015. – Dostupné na: <https://heis.vuv.cz/>, 16. 04. 2017.
- mapy.cz: Letecká mapa. – Dostupné na: <https://mapy.cz/letecka?x=15.6377065&y=49.6107355&z=7>, 14. 04. 2017.

Editor: Pavla Tomanová Petrová

Doporučená citace článku: Vaníček, P., Chroustová, K., Bízová, J., Říčka, A. (2018). Vývoj podzemního odtoku ve východní polovině ČR. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 124–127.

PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA PALEOZOICKÝCH SEDIMENTŮ A CHEMISMUS KARBONÁTOVÝCH HORNIN NA MAPOVÝCH LISTECH 25-11 HLUBOČKY A 25-12 HRANICE

Natural radioactivity of Palaeozoic sediments and chemistry of carbonate rocks in the map sheets 25-11 Hlubočky and 25-12 Hranice

Jiří Zimák ✉

Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

Key words: Horní Benešov Formation, Moravice Formation, Hradec-Kyjovice Formation, Hranice Devonian, gamma-spectrometry, dose rate

Abstract

This paper deals with natural radioactivity of Palaeozoic sedimentary rocks in the map sheets 25-11 Hlubočky and 25-12 Hranice. All studied rocks belong to the Moravo-Silesian Palaeozoic, namely to three flysch formations (Horní Benešov, Moravice and Hradec-Kyjovice fms.) and two carbonate formations (Macoča and Líšeň fms.). Contents of potassium, uranium and thorium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 1 337 rock samples, values of mass activity of ^{226}Ra equivalent (a_m) were calculated. The data are tabled and discussed. The average a_m of analysed flysch sediments is $160 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$. This value is very close to the value of a_m calculated for the average continental crust. Natural radioactivity of flysch sedimentary rocks grows from pséfites (conglomerates) through psammities (graywackes dominate) to the group of aleurites and pelites (siltstones, silty shales, clay shales). Natural radioactivity of the studied carbonate rocks is very low. In dark biotrititic limestones of the Líšeň Fm. there were found slightly increased uranium contents (typically up to 6 ppm). Uranium in the rock is probably bound to graphitic matter.

Úvod

K základním fyzikálním parametrům přírodního prostředí patří jeho přirozená radioaktivita. Na ní se podílí i horninové prostředí. Tento článek hodnotí radioaktivitu paleozoických sedimentárních hornin na mapových listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice. Vychází z obsahů hlavních přirozených radioaktivních prvků (K, U a Th) stanovených laboratorní gamaspektrometrií v reprezentativních souborech horninových vzorků.

Paleozoické jednotky na mapových listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice a jejich horninová náplň

Paleozoické horniny vystupující na obou mapových listech jsou součástí moravskoslezského paleozoika. Na listu 25-11 Hlubočky je reprezentováno moravickým souvrstvím, v sv. cípu listu i hornobenešovským souvrstvím (Maštera et al. 1991). Moravické souvrství z listu 25-11 Hlubočky přechází na sousední list 25-11 Hranice, na němž je dále k východu vystřídáno hradecko-kyjovickým souvrstvím (Pálenský et al. 1996). Ve východním okolí města Hranice vystupují na relativně malém území paleozoické karbonátové horniny macošského a líšeňského souvrství (Pálenský et al. 1996; Pálenský 2002).

Hornobenešovské, moravické a hradecko-kyjovické souvrství jsou součástí spodnokarbonského flyšového komplexu (kulm), jenž je produktem sedimentace siliciklastického materiálu transportovaného turbiditními proudy (např. Dvořák 1994; Hartley a Otava 2001). Hornobenešovské souvrství je na hodnoceném území tvořeno

drobami (převážně jemnozrnnými), jílovými a siltovými břidlicemi a také siltovci (časté jsou rytmy). Moravické souvrství je budováno hlavně drobami (dominantně litickými) a rytmy, v nichž se střídají siltové nebo jílové břidlice se siltovci a jemnozrnnými drobami. Podřízeně jsou v moravickém souvrství přítomny konglomeráty (převážně gravelity). V hradecko-kyjovickém souvrství na listu 25-11 Hranice převažují psamity (litické droby, někdy arkózy) nad konglomeráty (petromiktní slepence s drobovou matrix) a siliciklastiky s aleuritickou nebo pelitickou strukturou (siltové a jílové břidlice, siltovce – často jde o rytmy).

Macošské souvrství je na listu 25-12 Hranice zastoupeno jen vilémovickými vápenci. Líšeňské souvrství v jejich stratigrafickém nadloží zde vystupuje jako „litologicky nesmírně pestrý komplex“ (Pálenský 2002), v němž jsou v následujícím textu rozlišovány tři litologické typy: a) mikritické hlíznaté vápence (typické křtinské vápence), b) střídání deskovitých vápenců s břidlicemi (kalciturbidity stratigraficky příslušející k hádsko-říčským vápencům), c) lavicovité biotritické vápence a vápencové brekcie (hádsko-říčské vápence).

Materiál a metody

Na mapových listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice bylo na 614 lokalitách odebráno 1 337 vzorků paleozoických sedimentů. Determinace hornin byla prováděna jen makroskopicky. Proto ve skupině psamitů nejsou rozlišovány jednotlivé horninové typy (křemenné pískovce, droby apod.), z téhož důvodu jsou všechna siliciklastika s aleuritickou nebo pelitickou strukturou zařazena do skupiny aleurity + pelity. Makroskopické hodnocení hornin působilo komplikace v případě sedi-

✉ jiri.zimak@upol.cz

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2018-1-2-128>

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v horninách, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.Tab. 1: Contents of the natural radioactive elements (K, U, Th) in rocks, calculated mass activity of ^{226}Ra equivalent (a_m); n = number of samples, x = average.

list / geol. jednotka / hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				am (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
25-11 Hlubočky – hornobenešovské souvrství																	
psamity	21	1,1	2,5	1,6	1,7	< 1,5	5,3	2,2	2,4	7,1	13,0	10,7	10,5	82	184	128	130
aleurity a pelity	9	2,2	3,7	2,8	2,8	1,6	4,2	2,7	2,8	9,6	12,5	11,4	11,3	137	199	167	168
25-11 Hlubočky – moravické souvrství																	
psamity	306	< 0,5	3,8	1,9	1,9	< 1,5	21,2	2,6	2,9	3,6	33,9	11,1	11,9	41	439	144	150
aleurity a pelity	178	1,1	4,0	2,6	2,6	1,6	9,8	3,6	3,8	7,1	31,6	12,3	12,9	100	326	178	183
25-12 Hranice – moravické souvrství																	
psamity	109	0,7	3,3	1,7	1,8	1,0	5,8	3,2	3,3	6,2	24,3	12,8	12,8	74	239	154	158
aleurity a pelity	104	1,8	4,3	2,8	2,9	2,8	20,2	4,7	5,1	10,0	58,2	13,8	15,1	140	689	209	220
25-12 Hranice – hradecko-kyjovické souvrství																	
psamity	250	0,5	3,7	1,9	1,8	< 1,5	7,7	2,8	2,9	4,8	22,9	11,1	11,5	62	278	145	147
aleurity a pelity	88	0,7	4,7	2,8	2,8	< 1,5	8,6	3,8	4,0	7,0	17,3	12,1	12,5	70	288	185	191
25-12 Hranice – macošské souvrství (MS) a líšeňské souvrství (LS)																	
vápenc – MS	14	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	26	32	26	28
vápenc – LS	73	< 0,5	1,4	< 0,5	< 0,5	< 1,5	9,8	1,9	2,5	< 1,5	3,6	< 1,5	< 1,5	26	135	45	48
kalciturbidit (ca) – LS	11	< 0,5	0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	3,0	1,5	1,7	26	42	29	31
kalciturbidit (si) – LS	12	0,5	2,6	2,1	1,9	< 1,5	1,8	< 1,5	< 1,5	4,5	8,3	6,8	6,6	51	128	103	99

mentů na rozhraní aleurit/psamit, kdy například některé jemnozrnné droby mohly být považovány za siltovce a naopak.

V horninových vzorcích byly na PřF UP v Olomouci za použití gamaspektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm³ (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy K (přímo na základě koncentrace ⁴⁰K), U a Th (na základě dceřiných produktů, a proto jsou jejich obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh). Meze detekce: K = 0,5 hm. %, U a Th = 1,5 ppm. Při výpočtu hodnot a_m a D (viz níže) a při statistickém zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hm. %, obdobně v případě U a Th hodnotou 1 ppm. 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. V případě vápenců líšeňského souvrství gamaspektrometrické analýzy doložily existenci rozdílů v obsazích U a Th mezi litologicky rozdílnými typy hornin, a to i přesto, že obsahy obou prvků byly převážně pod výše uvedenou mezí detekce (1,5 ppm). Proto byly provedeny další gamaspektrometrické analýzy vzorků vápenců líšeňského souvrství na téže přístroji, avšak za nestandardních podmínek (hmotnost v rozpětí 700–1 000 g, neideální geometrie), umožňujících pro tento účel dostatečně přesné stanovení obsahů U a Th v intervalu 0,3 až 1,5 ppm.

Přirozená radioaktivita hornin je hodnocena na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) a též dávkového příkonu záření gama terestrického původu (D). Tyto parametry byly z výsledků gamaspektrometrických analýz vypočteny pomocí vztahů $a_m [\text{Bq.kg}^{-1}] = (0,077 \times 313\text{K}) + 12,35\text{U} + (1,43 \times 4,06\text{Th})$, $D [\text{nGy.h}^{-1}]$

$= (0,043 \times 313\text{K}) + (0,427 \times 12,35\text{U}) + (0,662 \times 4,06\text{Th})$, do nichž je obsah K dosazován v hm. %, obsahy U a Th v ppm (Beretka a Matthew 1985; UNSCEAR 1988; Matolín a Chlupáčová 1997; Ngachin et al. 2007; Eštoková a Palašáková 2013).

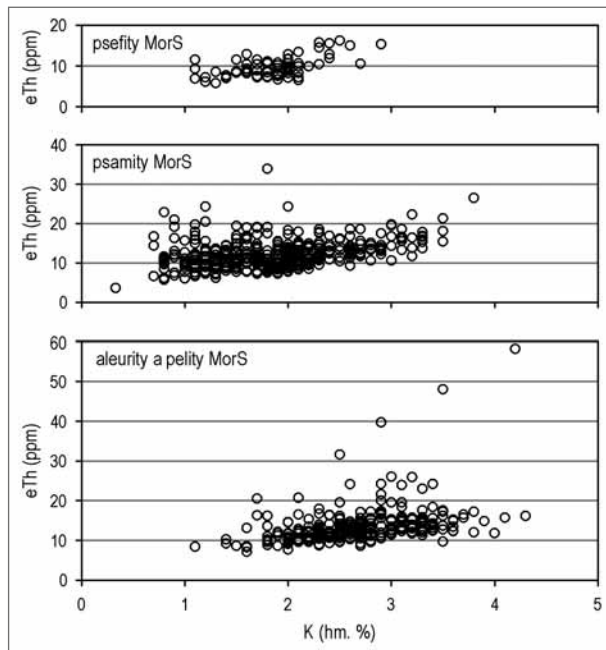
Údaje o chemismu vybraných vzorků karbonátových hornin byly získány pomocí energiově disperzního rentgenfluorescenčního (ED-XRF) analyzátoru DELTA-PREMIUM v laboratořích firmy URGA, s.r.o. se sídlem v Olomouci (použitou metodiku popisuje Zimák et al. 2016).

Výsledky

Výsledky všech gamaspektrometrických stanovení obsahů K, U a Th v horninových vzorcích jsou sumarizovány v tabulce 1. Významné či zajímavé poznatky jsou komentovány v následující kapitole.

Diskuze

1. Údaje v tabulce 1 umožňují porovnat hodnoty a_m jednotlivých horninových typů. Kdy však lze považovat konkrétní hodnotu a_m za relativně vysokou nebo naopak nízkou? Možným kritériem je srovnání s a_m vypočtenou z klarků K, U a Th. Problémem je, že hodnota klarku publikovaná různými autory pro konkrétní chemický prvek se často výrazně liší jak v závislosti na kvantitě a kvalitě dat, tak i na způsobu jejich zpracování. Z klarků zveřejněných Goldschmidtem v roce 1937 (viz např. Bouška et al. 1980), kdy jde o 2,59 hm. % K, 4 ppm U a 11,5 ppm Th, je za použití vztahů v kapitole „Vzorky a metody“ vypočtená a_m 179 Bq.kg⁻¹ (vypočtená D = 87 nGy.h⁻¹). Rudnick a Gao (2005) pro svrchní část zemské kůry kontinentálního typu uvádí 2,80 hm. % K₂O (= 2,32 hm. % K), 2,7 ppm



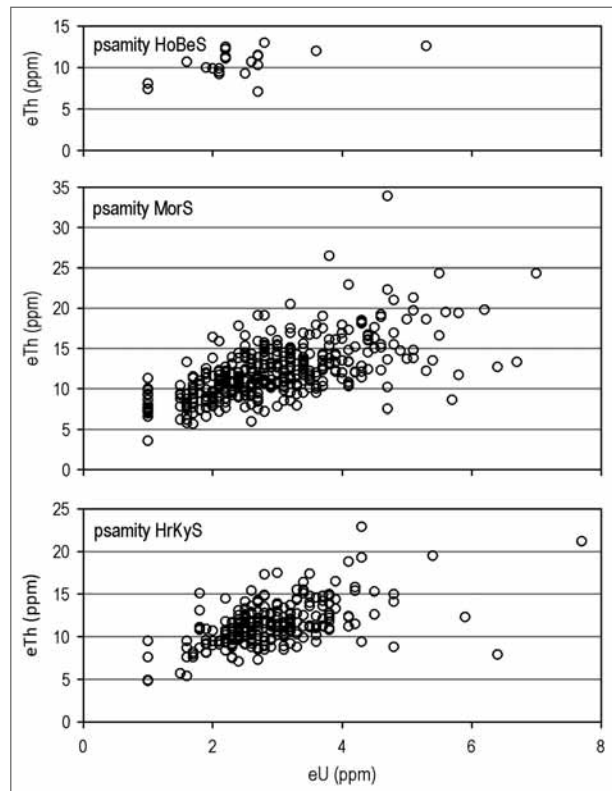
Obr. 1: Flyšové sedimenty moravického souvrství v diagramu draslík versus thorium.

Fig. 1: Potassium versus thorium diagram for flysch sediments of the Moravice Formation.

U a 10,5 ppm Th. Těmto klarkovým hodnotám odpovídá a_m 150 Bq.kg⁻¹ ($D = 74$ nGy.h⁻¹). Z klarků publikovaných jinými autory (viz např. Rudnick a Gao 2005) lze samozřejmě odvodit jiné hodnoty a_m a D . Pro posouzení míry radioaktivity hornin na listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice byla zvolena hodnota a_m kalkulovaná z klarků Goldschmidta (po zaokrouhlení 180 Bq.kg⁻¹). Nutno doplnit, že průměrná hodnota globálního D je odhadována na 55 nGy.h⁻¹ (UNSCEAR 1988; Manová a Matolín 1995), střední hodnota D pro území ČR je 65,6 ± 19,0 nGy.h⁻¹ (Manová a Matolín 1995).

Úroveň radioaktivity kulmských sedimentů na listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice je velmi blízká průměrné radioaktivitě zemské kůry kontinentálního typu. Vypočtená průměrná a_m pro celý soubor 1 227 vzorků kulmských siliciklastik je 160 Bq.kg⁻¹ ($D = 77$ nGy.h⁻¹). Karbonátové horniny macošského a líšeňského souvrství (celkem 110 vzorků) mají průměrnou a_m jen 49 Bq.kg⁻¹ ($D = 23$ nGy.h⁻¹).

2. Nejvyšší průměrné hodnoty a_m ve všech třech flyšových souvrstvích byly zjištěny vždy ve skupině aleuritů a pelitů. To souvisí s vyššími průměrnými obsahy K, U a Th v této skupině hornin ve srovnání se siliciklastiky s psamitickou nebo psefitickou strukturou – viz tabulka 1, v případě K a Th v sedimentech moravického souvrství též obrázek 1. Postupné zvyšování radioaktivity flyšových sedimentů moravkoslezského paleozoika v řadě psefit – psamit – aleurit + pelit již doložili např. Manová a Matolín (1989), Zimák a Štelcl (2004) a Zimák (2012). Růst a_m v této řadě



Obr. 2: Psamity hornobenešovského, moravického a hradecko-kyjovického souvrství v diagramu uran versus thorium.

Fig. 2: Uranium versus thorium diagram for psammities of the Horní Benešov, Moravice and Hradec-Kyjovice formations.

souvisí se snižováním obsahu klastického křemene a současně zvyšováním podílu fylosilikátů (takto lze vysvětlit růst obsahů K a Th) a též s často značným obsahem organické hmoty v čerstvě uložených sedimentech zrnitostně odpovídajících aleuritům a pelitům (lze předpokládat vazbu U na neoxidovanou organickou hmotu, redistribuce U v průběhu diagenese a dalších procesech je však možná). Modální složení strukturně odlišných klastik a následně i jejich radioaktivita jsou ovlivněny jak procesy probíhajícími během transportu a sedimentace v turbiditách

Tab. 2: Chemismus karbonátových hornin líšeňského souvrství, XRF analýza (celkové železo uvedeno jako Fe₂O₃, n = počet vzorků).

Tab. 2: Chemical composition of carbonate rocks of the Lišeň Formation, XRF analysis (total iron is presented as Fe₂O₃, n = number of samples).

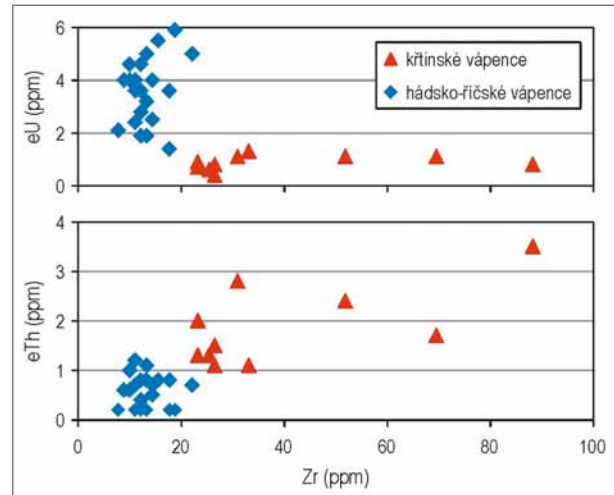
	křtínské vápence (n = 10)			hádsko-říčské vápence (n = 21)		
	minimum	maximum	průměr	minimum	maximum	průměr
CaO (hm. %)	33,4	49,4	44,2	47,8	52,7	50,4
MgO (hm. %)	< 2,0	< 2,0	-	< 2,0	4,5	-
MnO (hm. %)	0,04	0,11	0,07	0,02	0,05	0,03
SiO ₂ (hm. %)	4,2	21,4	9,5	1,0	3,6	1,8
TiO ₂ (hm. %)	< 0,07	0,41	0,16	< 0,07	< 0,07	-
Al ₂ O ₃ (hm. %)	0,48	5,88	2,47	< 0,40	0,55	-
Fe ₂ O ₃ (hm. %)	0,83	2,70	1,33	0,22	0,40	0,28
K ₂ O (hm. %)	0,40	1,89	0,85	< 0,15	0,37	0,21
P ₂ O ₅ (hm. %)	< 0,20	0,37	-	< 0,20	1,39	0,32
Rb (ppm)	15	83	32	< 10	16	-
Sr (ppm)	181	325	253	226	389	280
Zr (ppm)	23	88	40	8	22	13

ditních systémech, tak zcela zásadně i petrografickými poměry ve snosné oblasti (v případě jesenického bloku moravskoslezského kulmu na tuto skutečnost upozorňují již Zimák a Štelcl 2004; Zimák 2012).

3. Vysoké hodnoty a_m byly zjištěny ve dvou vzorcích siltovců moravického souvrství z k. ú. Padesát Lánů s 4,2 hm. % K, 20,2 ppm eU a 58,2 ppm eTh ($a_m = 689 \text{ Bq.kg}^{-1}$) a 3,5 hm. % K, 17,7 ppm eU a 48,0 ppm eTh ($a_m = 582 \text{ Bq.kg}^{-1}$). Oba vzorky pochází z bloků šedočerného siltovce v deluviálních sedimentech. Na svahu v jejich okolí jsou hojné fragmenty i výchozy siltovců, vizuálně shodných, avšak v odebraných vzorcích bez anomálně vysokých obsahů U a Th. Nutno poznamenat, že siltovce a siltové (příp. jílovo-siltové) břidlice s vysokými obsahy U a Th byly autorem zjištěny i v jiných úsecích moravického souvrství: na k. ú. Budišov nad Budišovkou a Guntramovice (mapový list 15-33 Moravský Beroun) a na k. ú. Klokočov u Vítkova (15-34 Vítkov). Vazbu U a Th v těchto horninách nelze objasnit bez provedení geochemického a mineralogického studia.

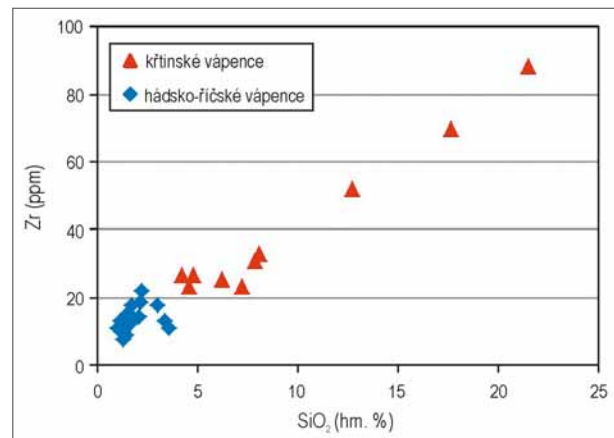
4. V souboru studovaných vzorků dominují psamity moravického a hradecko-kyjovického souvrství. V obou souvrstvích jde hlavně o droby, méně hojné jsou arkózy a křemenné pískovce. Psamity obou souvrství mají podobné intervaly obsahů K, U a Th, a velmi blízké jsou i průměry – viz tabulka 1 a též obrázek 2 (do obrázku nebyl začleněn vzorek droby z moravického souvrství s anomálním obsahem 21,2 ppm eU). Proto i průměrné hodnoty a_m jsou podobné: 152 Bq.kg^{-1} pro psamity moravického souvrství, 147 Bq.kg^{-1} pro psamity hradecko-kyjovického souvrství. Z hlediska obsahu K, U a Th lze psamity obou souvrství považovat za identické.

5. Karbonátové horniny macošského a líšeňského souvrství vykazují jen velmi nízkou přirozenou radioaktivitu (tab. 1). V případě kalciturbiditů líšeňského souvrství mají siliciklastické desky vyšší a_m (v tab. 1 „si“) než karbonátové desky („ca“), a to díky výrazně vyšším obsahům K a Th vázaným na nekarbonátovou složku. V souboru 73 vzorků v tabulce 1 s označením „vápěnc – LS“ jsou zastoupeny hlíznaté vápence (křtinské vápence) a tmavé biodetritické vápence a vápencové brekcie (hádsko-říčské vápence). Zřetelné rozdíly v chemismu obou skupin hornin dokumentují údaje v tabulce 2, ukazující na značný podíl nekarbonátové složky v obou skupinách hornin, výrazně však vyšší v křtinských vápencích. Míru zastoupení nekarbonátové složky v analyzovaném souboru hornin lze vyjádřit pomocí obsahu zirkonia (obrázek 3 ukazuje pozitivní korelaci mezi Zr a SiO_2 , $R^2 = 0,96$). Z obrázku 4 je zřejmý vztah mezi podílem nekarbonátové složky (vyjádřený pomocí Zr) a obsahy U a Th v obou litologických typech vápenců: obsah Th roste se zvyšujícím se obsahem Zr (tj. siliciklastického materiálu), obsah U na něm patrně nezávisí. Oba srovnávané litologické typy vápenců se liší poměrem Th versus U (obr. 5, obsahy eTh pod 0,3 ppm jsou vyjádřeny hodnotou 0,2 ppm). V křtinských vápencích bylo stanoveno 1,0 až 3,6 ppm eTh a 0,4 až 1,6 ppm eU, v hádsko-říčských vápencích < 0,3 až 1,2 ppm eTh a 0,9 až 9,8 ppm eU. Je velmi pravděpodobné, že v hádsko-říčských vápencích jsou zvýšené obsahy U vázány na grafitickou

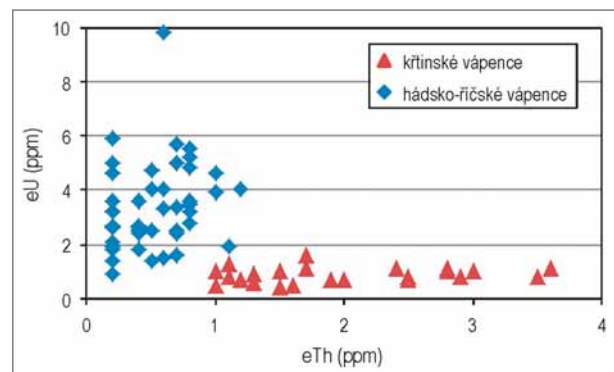


Obr. 3: Diagramy Zr versus Th a Zr versus U ve vápencích líšeňského souvrství.

Fig. 3: Diagrams of Zr vs. Th and Zr vs. U for limestones of the Líšeň Formation.



Obr. 4: Graf SiO_2 versus Zr ve vápencích líšeňského souvrství.
Fig. 4: Graph of SiO_2 versus Zr for limestones of the Líšeň Formation.



Obr. 5: Graf Th versus U ve vápencích líšeňského souvrství.
Fig. 5: Graph of Th versus U for limestones of the Líšeň Formation.

substanci (obdobně jako v karbonátových horninách velkolomu Mokrá v jižní části Moravského krasu – např. Hladil 1999). Vazbu U na fosfáty lze na základě údajů o obsazích fosforu spíše vyloučit. Neexistuje ani náznak pozitivní korelace mezi eU a P_2O_5 , i když obsahy fosforu

jsou v hádsko-říčských vápencích někdy poměrně vysoké (viz tab. 2). Analogická situace je v případě lavcovitých nebo deskovitých biodetritických hádsko-říčských vápenců ve velkolomu Mokrá: nekarbonátová složka vápence (tvořící 2 až 16 hm. % horniny) obsahuje v průměru 0,35 hm. % P_2O_5 , max. 1,40 hm. % P_2O_5 (Štelcl a Zimák 2014), tedy obsah fosforu v celé hornině je relativně nízký, koncentrace uranu jsou však v obdobném intervalu jako v biodetritických hádsko-říčských vápencích na listu 25-12 Hranice, ani zde neexistuje závislost mezi obsahem uranu a fosforu.

Závěr

Flyšové sedimenty hornobenešovského, moravického a hradecko-kyjovického souvrství na mapových listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice vykazují průměrnou hmotnostní aktivitu ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) na úrovni 160 Bq.kg⁻¹. Jde o hodnotu velmi blízkou a_m vypočtené pro průměrnou zemskou kůru kontinentálního typu. Ve všech třech flyšových souvrstvích byly nejvyšší obsahy K, U a Th a následně nejvyšší hodnoty a_m zjištěny vždy ve skupině aleuritů a pelitů (siltovce, siltové a jílové břid-

lice). Karbonátové horniny macošského a líšeňského souvrství přítomné na listu 25-12 Hranice mají průměrnou a_m jen 49 Bq.kg⁻¹. V tmavých biodetritických hádsko-říčských vápencích líšeňského souvrství byly zaznamenány zvýšené obsahy uranu (běžně do 6 ppm), pravděpodobně vázané na grafitickou hmotu.

Přirozené radionuklidy v paleozoických sedimentech na mapových listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice jsou jedním ze zdrojů radiační zátěže obyvatelstva v této oblasti. Vzhledem k převážně relativně nízkým obsahům přirozených radioaktivních prvků by však ionizující záření pocházející z hodnocených hornin nemělo představovat žádné zdravotní riziko. Výjimkou jsou siltovce moravického souvrství s anomálně vysokými obsahy uranu (až 20 ppm) a thoria (až 58 ppm), které byly zjištěny jen na k. ú. Padesát Lánů. I na tomto území se siltovce s vysokou radioaktivitou vyskytují jen zcela lokálně, a to navíc v místech, kde není žádné trvalé osídlení.

Poděkování

Autor děkuje panu Mgr. Milanu Geršlovi, Ph.D. za poznámky a připomínky, které vedly ke zkvalitnění článku.

Literatura

- Beretka, J., Matthew, P. J. (1985). Natural radioactivity of Australian building materials, industrial wastes and by-products. – *Health Physics*, 48, 87–95. <https://doi.org/10.1097/00004032-198501000-00007>
- Bouška, V., Jakeš, P., Pačes, T., Pokorný, J. (1980). *Geochemie*. Academia Praha.
- Dvořák, J. (1994). Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. – *Práce Českého geologického ústavu*, 3. Český geologický ústav, Praha.
- Eštoková, A., Palaščíková, L. (2013). Study of natural radioactivity of Slovak cements. – *Chemical Engineering Transactions*, 32, 1675–1680.
- 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, 1, 137–150. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.1.137>
- Hladil, J. (1999). Fyzikální stratigrafie vápenců v lomech Mokrá (gamaspektrometrická a magnetická měření). – MS, Geologický ústav Akademie věd ČR, Praha.
- Manová, M., Matolín, M. (1989). Radioaktivita hornin ČSSR. In: Ibrmajer, J., Suk, M. et al.: *Geofyzikální obraz ČSSR*, 196–213. ÚÚG, Academia Praha.
- Manová, M., Matolín, M. (1995). Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000. – Český geologický ústav, Praha.
- Maštera, L., Tyráček, J., Otava, J., Cardová, E. (1991). Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 25-11 Hlubočky. – Český geologický ústav.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.07.007>
- Pálenský P. (2002). Geologie území. – In: Müller, V. (ed.): *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000*. List 25-12 Hranice, 7–23. – Česká geologická služba, Praha.
- Pálenský, P., Čížek, P., Tyráček, J., Stránil, Z., Dvořák, J. (1996). Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 25-12 Hranice. – Český geologický ústav.
- Rudnick, R. L., Gao, S. (2005). Composition of the continental crust. – In: Rudnick, R. L.: *Treatise on geochemistry*. Vol. 3 – The crust, 1–64. Elsevier, Amsterdam etc.
- Štelcl, J., Zimák, J. (2014). Kvantita, chemismus a fázové složení nekarbonátového podílu v cementářských surovinách ve velkolomu Mokrá. – MS, Přírodovědecká fakulta MU Brno a Přírodovědecká fakulta UP Olomouc.
- 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.
- Zimák, J. (2012). Přirozená radioaktivita kulmských sedimentů na východním okraji Českého masivu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 1–2, 130–133. <https://doi.org/10.5817/GVMS2012-1-2-130>

- Zimák, J., Dalajková, K., Donocik, R., Krist, P., Reif, D., Štelcl, J., Kopecká, L. (2016). Využitelnost terénních rentgenfluorescenčních analyzátorů ke stanovení chemismu cementářských surovin – na příkladu velkolomu Mokrá. – Zprávy o geologických výzkumech, 49, 79–82.
- Zimák, J., Štelcl, J. (2004). Přirozená radioaktivita hornin moravskoslezského kulmu v oblasti Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů: příspěvek k poznání zdrojové oblasti klastického materiálu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003, 11, 103–106.

Editor: Milan Geršl

Doporučená citace článku: Zimák, J. (2018). Přirozená radioaktivita paleozoických sedimentů a chemismus karbonátových hornin na mapových listech 25-11 Hlubočky a 25-12 Hranice. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 25, 1–2, 128–133.



Pylová zrna dubu a ochmetu (šířka zm 23 μ m), Pohansko – Bagrovaná sonda: profil P1. Autor N. Doláková, 2017



Společenstvo foraminifer z vápnlitých jíů v těsném nadloží spodnobadenských klastik, Divišova čtvrť, Brno-Lesná. Délka hrany fotografie je 4,7 mm. Autor P. Tomanová Petrová, 2017.



Profil v červenohnědém nevápnitém písčitém jílu ottnangu v odkryvu v Brně-Kohoutovicích. Autor K. Kirchner, 2016.

