

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY

na Moravě a ve Slezsku

GEOLOGICAL RESEARCH

in Moravia and Silesia



kenozoikum

mezozoikum

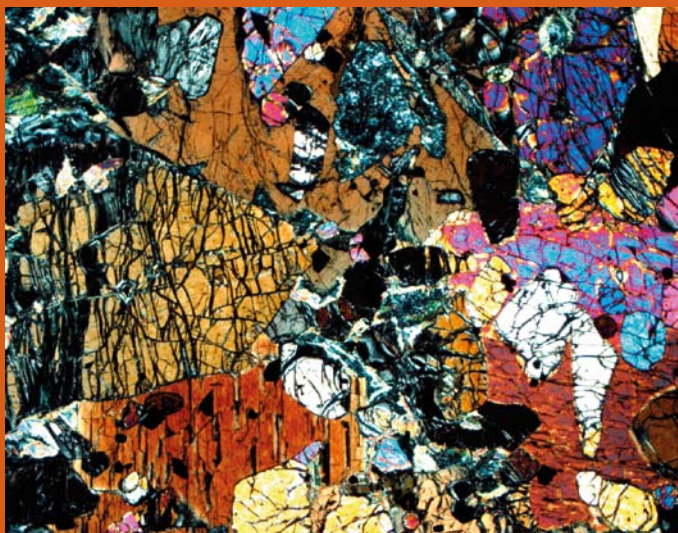
paleozoikum

krystalinikum

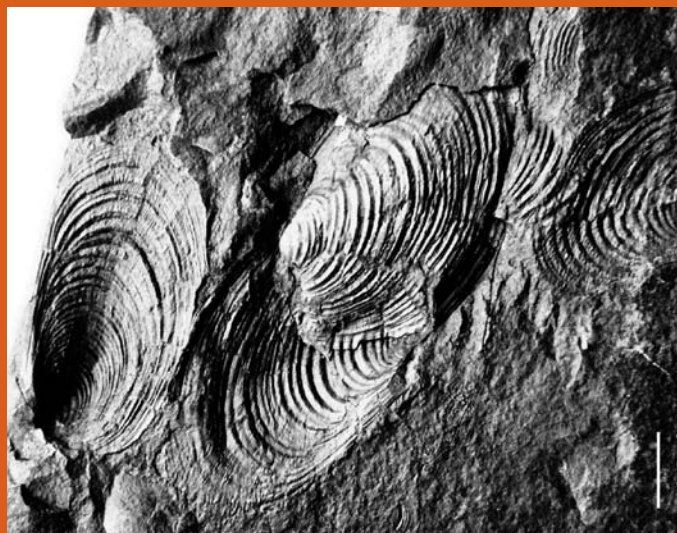
aplikovaná geologie

XX. ročník/2013/1

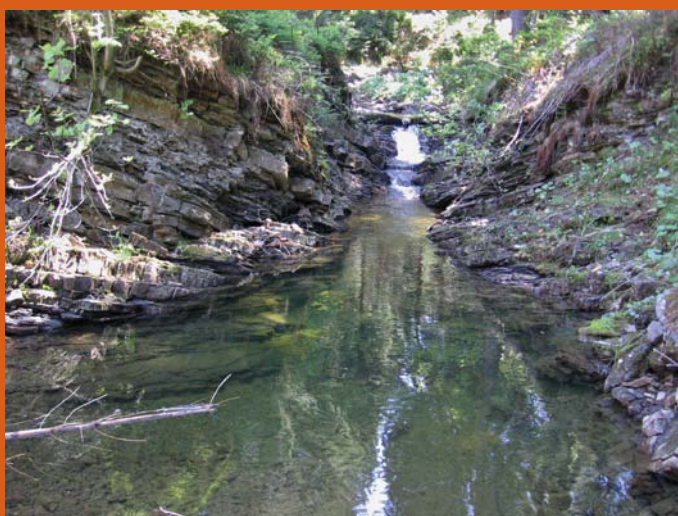
BRNO 2013



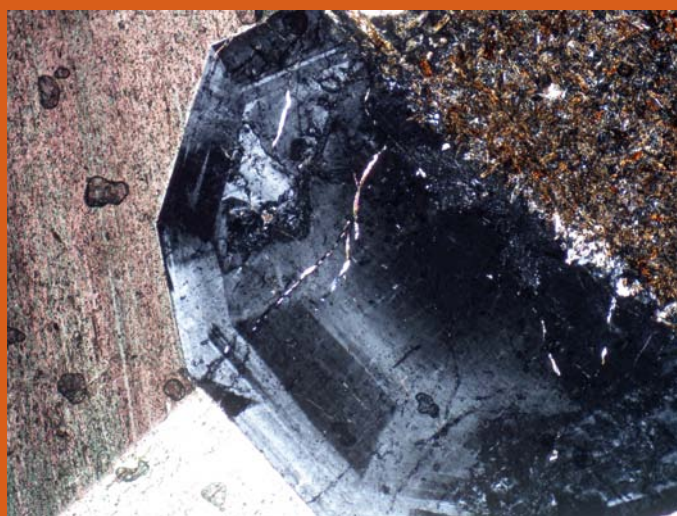
Výbrus peridotitu z Perné, fotografováno s analyzátozem. Velikost delší strany fotografie 8,5 mm. Foto D. Buriánek, 2013.



Otisk pravé a levé misky mlže *Posidonia becheri* BRONN, 1828 z lokality Olšany (inv. číslo 10705). Velikost grafického měřítka 1 cm. Foto M. Kováček, 2012.



Výchoz v zářezu říčky Čeladenky ve svrchních vrstvách godulských (jemné rytmičné střídání prachovců a jemno až středozrnných pískovců). Foto D. Šimíček, 2013.



Automorfně omezený krystal analcimu ze žíly prorážející analcimický těšinit na lokalitě Řepišťe u Frýdku-Místku se zřetelným lamelováním (parketováním), fotografováno s analyzátozem. Velikost delší strany fotografie 5 mm. Foto T. Urubek, 2013.



Apatit z lokality Sludjanka, Bajkal, Rusko. Velikost většího krystalu 6 x 4 cm. Foto J. Faimon, 2012.



Skuzová textura ve výchozu ženklavského souvrství u Bystřice nad Olší. Foto P. Skupien, 2012.

Snímek na 1. straně obálky: Labiální pohled na zub paryby rodu ?*Stethacanthus* (řád Symmoriiformes). Lesní lom (Brno-Líšeň), spodní karbon (tournai, konodontová zóna *Siphonodella bransonii*). Velikost delší strany fotografie 1,2 mm. Foto T. Kumpan, 2013.

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, pob. Brno,
Leitnerova 22, 658 69 Brno,
e-mail: helena.gilikova@geology.cz,
tel.: +420 543 429 233

Redakční rada:

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

Vydává Masarykova univerzita,
Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno
IČ: 002 16 224
Vychází dvakrát ročně,
toto číslo vychází 30. 11. 2013
v nákladu 120 výtisků.

Sazba a technická redakce:

Pavel Klímek, Helena Gilíková

Obal, tiráže, web:

Martin Knížek

Jazyková úprava:

Jiřina Novotná

Zpracování pro tisk:

Adobe InDesign CS5.5
Adobe Photoshop CS5.5

Tisk:

TDV – Vladimír Dilhof
Videňská 80, 639 00 Brno

Časopis je evidován MK ČR
pod č. E 19837

ISBN 978-80-210-6516-1

ISSN 1212-6209

© 2013 Masarykova univerzita

muni
PRESS

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

Zaměření GVMS spočívá v publikování průběžných zjištění a faktů, nových dat z nejrůznějších geologických disciplín a jejich základní interpretace. Cílem publikace je rychlé informování geologické veřejnosti o nových výzkumech, objevech a pokroku řešených projektů a jejich dílčích závěrech.

Články ve formátu *.pdf jsou dostupné na adrese:

<http://www.sci.muni.cz/gap/casop/>.

20. ročník, č. 1–2 obsahuje tradičně zaměřené články, včetně interdisciplinárních témat, modelování, studia environmentálních aspektů a rizik.

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

Na vydání čísla se podíleli, včetně finanční podpory:

Ústav geologických věd PŘF, Masarykova univerzita

Česká geologická služba, pobočka Brno

Nadace Českého Literárního Fondu

Českomoravský štěrk, a. s.

17. konference o mladším terciéru

Redakční posouzení, recenzenti:

doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.; prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý, CSc.; RNDr. Miroslav Bubík, CSc.; Mgr. Renata Čopjaková, Ph.D.; RNDr. Petr Dobeš; RNDr. Nela Doláková, CSc.; RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.; doc. Ing. Jiří Faimon, Dr.; prof. RNDr. Bohuslav Fojt, CSc.; Mgr. Petr Gadas, Ph.D.; doc. RNDr. Miroslava Gregerová, CSc.; Mgr. Josef Havíř, Dr.; doc. Ing. Šárka Hladilová, CSc.; doc. RNDr. Katarína Holcová, CSc.; RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D.; Mgr. Martin Chadima, Ph.D.; prof. RNDr. Jiří Kalvoda, CSc.; RNDr. Karel Kirchner, CSc.; RNDr. Martin Košťák, Ph.D.; prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc.; Mgr. Eva Kryštofová; Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D.; Mgr. Tomáš Kumpan; Mgr. Tomáš Lehotský, Ph.D.; doc. RNDr. Jaromír Leichmann, Dr.; Mgr. Monika Ličbinská, Ph.D.; RNDr. Lubomír Maštera, CSc.; Ing. Dalibor Matýšek, Dr.; doc. RNDr. Rostislav Melichar, Dr.; doc. RNDr. Jozef Michalík, DrSc.; Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.; RNDr. Miriam Nývltová Fišáková, Ph.D.; RNDr. Pavel Ondra; RNDr. Jiří Otava, CSc.; RNDr. Vratislav Pecina; Mgr. Tomáš Pecka; RNDr. Rudolf Prokop, CSc.; prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc.; Mgr. Pavel Roštínský, Ph.D.; Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.; doc. RNDr. Jaroslav Skácel, CSc.; RNDr. Zuzana Skácelová; RNDr. Zdeněk Stráník, DrSc.; RNDr. Jan Švancara, CSc.; doc. RNDr. Jindřich Štelcl, CSc.; RNDr. Josef Večeřa; Mgr. Jan Vít, Dr.; doc. RNDr. Jiří Zachariáš, Dr.; RNDr. Jaroslav Zajíc, CSc.; doc. RNDr. Josef Zeman, CSc.; doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.; RNDr. Vladimír Žáček

Redakce přijímá články v českém, případně anglickém jazyce, připravené v textovém editoru MS WORD podle pokynů pro autory. Příspěvky se přijímají po celý rok (v příštím ročníku nejpozději do 28. února). Po naplnění kapacity čísla budou později přijaté příspěvky zařazeny do dalšího ročníku. Redakce si vyhrazuje právo odmítnout špatně připravený příspěvek! Pokyny pro autory, další informace, typografické značky a formát citací naleznete na adrese <http://elanor.sci.muni.cz/gap/casop/>.

AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of Authors

Bábek, Ondřej	45, 100, 174, 210	Krumlová, Hana	205
Beneš, Luboš	112, 116	Kubcová, Veronika	198
Bezoušková, Jarmila	89	Kuchovský, Tomáš	181
Bitner, Maria Aleksandra	56	Kumpan, Tomáš	132, 136
Blecha, Martin	167	Lang, Marek	202
Bodláková, Radoslava	171	Lehotský, Tomáš	107, 126
Bubík, Miroslav	72	Lukášek, Jakub	49
Buda, Jan	193	Madarás, Ján	54
Buriánek, David	7, 79, 120	Malý, Karel	149, 188
Djulović, Izudin	13	Martínek, Jan	210
Dleštík, Petr	174	Mašek, Vlastimil	148
Dolníček, Zdeněk	79, 85, 92, 107, 148, 152, 188	Nehyba, Slavomír	22, 63
Donocik, Roman	213	Novotný, Karel	178
Dvořák, Igor Jan	193	Nývlt, Daniel	22
Faimon, Jiří	42, 167, 171, 178, 202	Pavézková, Jana	56
Faměra, Martin	210	Pavluš Ján	60, 96
Ferhatbegović, Zijad	13	Pazdírková, Jana	205
Galia, Tomáš	17	Pecina, Vratislav	193, 205
Gilíková, Helena	72	René, Miloš	145
Goldbach, Marek	181	Sedláček, Jan	210
Hanáček, Martin	22	Schreier, Martin	148
Hanuláková, Dana	198	Schuchová, Kristýna	92
Havíř, Josef	185	Sivek, Martin	112, 116
Hladilová, Šárka	56	Skupien, Petr	60, 96
Hrádek, Mojmír	30	Stöhr, Petr	149
Hubatka, František	217	Sýkorová, Zdeňka	205
Hýlová, Lada	112, 116	Šebestová, Eva	178
Chudaničová, Monika	36	Šimíček, Daniel	100
Jabůrková, Marika	42	Škarpich, Václav	17
Jahić, Azema	13	Špaček, Petr	205
Jašková, Vladimíra	63	Štelcl, Jindřich	213
Jirásek, Jakub	112, 116	Talla, Dominik	178
Juráček, Jan	89	Tomanová Petrová, Pavla	7, 217
Kalvoda, Jiří	141	Urubek, Tomáš	107
Kapusta, Jaroslav	188	Vrabac, Sejfudin	13
Kielar, Ondřej	45	Weiner, Tomáš	141
Kněsl, Ilja	193	Zágoršek, Kamil	69
Knížek, František	49	Zahradník, Jan	60
Knížek, Martin	49	Zborník, Václav	63
Kováček, Martin	126	Zedník, Jan	205
Krejčí, Oldřich	217	Zeman, Josef	198
Krobot, Jan	85	Zimák, Jiří	157, 162, 213
Kropáč, Kamil	79, 107	Zlinská, Adriena	54, 69
Krška, Jan	49	Zorn, Irene	69

OBSAH

CONTENTS

KENOZOIKUM *Cenozoic*

Chemické složení a mikropaleontologie badenských řasových písčitéch vápenců a vápnných pískovců
Chemical composition and micropalaeontology of Badenian algal sandy limestone and calcareous sandstone
David Buriánek, Pavla Tomanová Petrová 7

Quantitative and qualitative analysis of foraminifera in the middle miocene of salt deposit Tetima (North-East Bosnia)
Zijad Ferhatbegović, Sejfudin Vrabac, Azema Jahić, Izudin Djulović 13

Korytové sedimenty a geomorfologické procesy vysoko-gradientových toků ve flyši Moravskoslezských Beskyd
Bed sediments and geomorphological processes in high-gradient streams based in flysch of the Moravskoslezské Beskydy Mts.
Tomáš Galia, Václav Škarpich 17

Písečník u Javorníku – drumlin se zachovalou sukcesí subglaciálních a supraglaciálních sedimentů
Písečník Hill near Javorník – drumlin with preserved subglacial and supraglacial succession of sediments
Martin Hanáček, Daniel Nývlt, Slavomír Nehyba 22

Vliv neotektonické aktivity moravské zlomové zóny na vývoj údolní sítě na středním toku Svratky
Neotectonic activity of the Moravian fault zone and its influence on the Middle Svratka River valley network development
Mojmír Hrádek 30

Využití magnetické susceptibility a dalších prostředků pro studium povodňových sedimentů v antropogenně ovlivněné nivě řeky Olše
The use of magnetic susceptibility and other proxies for investigation of overbank sediments in the anthropogenic influenced floodplain of the Olše River, Czech Republic
Monika Chudaničová 36

Acidobazické vlastnosti půd na lokalitě Koňský spád (Moravský kras)
Acid-base properties of the soils in Koňský Spád site (Moravian Karst)
Marika Jabůrková, Jiří Faimon 42

Rychlosti sedimentace recentních fluvialních sedimentů v mrtvých ramenech Moravy mezi Postřelmovem a Olomoucí
Sedimentation rates of recent fluvial sediments in oxbow lakes of the Morava river between Postřelmov and Olomouc
Ondřej Kielar, Ondřej Bábek 45

Vltavínové hrance
Faceted Moldavites
František Knížek, Martin Knížek, Jan Krška, Jakub Lukášek 49

Sandberg – pajštún geopark (SAPAG) – a gateway into the Malé Karpaty mountains geological history
Sandbersko – pajštúnsky geopark (SAPAG) – brána do geologickej histórie Malých Karpát
Ján Madarás, Adriana Zlinská 54

Miocene brachiopods from the Židlochovice locality, Czech Republic
Miocenní brachiopodi z lokality Židlochovice, Česká republika
Jana Pavézková, Šárka Hladilová, Maria Aleksandra Bitner 56

Předběžné výsledky studia organické hmoty sedimentů paleogénu podslezské jednotky a jejího vztahu ke vzniku uhlovodíků
Organic matter preliminary study of Paleogene sediments of the Subsilesian Unit and its source potential for hydrocarbons
Jan Zahradník, Petr Skupien, Ján Pavluš 60

Výsledky vrtného průzkumu na lokalitě Brus (neogenní sedimenty karpatské předhlubně)
Results of the drilling survey on the locality Brus (Neogene, Carpathian Foredeep)
Václav Zborník, Slavomír Nehyba, Vladimíra Jašková 63

Vrchnobádenské sedimenty okolia Bratislavy (Viedenská panva)
Upper Badenian sediments around Bratislava (Vienna Basin)
Adriana Zlinská, Kamil Zágoršek, Irene Zorn 69

MEZOZOIKUM *Mesozoic*

Předběžné výsledky stratigrafického výzkumu jury v Olomučanech
Preliminary results of stratigraphical research of the Jurassic in Olomučany
Miroslav Bubík, Helena Gilíková 72

Ultrabazické horniny těšinitové asociace v západní části slezské jednotky

Ultrabasic rocks of the teschenite association in the western part of the Silesian Unit

David Buriánek, Kamil Kropáč, Zdeněk Dolníček ... 79

Žilná granát-kalcitová mineralizace v kontaktně metamorfovaných pískovcích z Bučníku u Komni (bělokarpatská jednotka)

Garnet-calcite vein mineralization in contact-metamorphosed sandstones from Bučník near Komňa (Bílé Karpaty Unit)

Zdeněk Dolníček, Jan Krobot 85

Křídové sedimenty u Havlíčkova Brodu

Cretaceous deposits near Havlíčkův Brod

Jan Juráček, Jarmila Bezoušková 89

Vnitřní zonálnost těles vyvřelých hornin těšinitové asociace ve slezské jednotce: petrofyzikální doklad

Internal zonality of bodies of igneous rocks of teschenite association in the Silesian unit: petrophysical evidence

Kristýna Schuchová, Zdeněk Dolníček 92

Príspevek k poznání stratigrafické pozice magmatitů těšinitové asociace ve slezské jednotce

A contribution to the knowledge of stratigraphic position of magmatic rocks of teschenite association in the Silesian Unit

Petr Skupien, Ján Pavluš 96

Terénní gamaspektrometrická charakteristika psamitů godulského souvrství: využití pro interpretaci jejich vzniku

Field gamma-ray spectrometric characteristics of arenites of the Godula Formation and its genetic interpretation

Daniel Šimíček, Ondřej Bábek 100

Fluidní inkluze a chemické složení analcimu z lokality Řepiště (slezská jednotka, vnější Západní Karpaty)

Fluid inclusions and chemical composition of analcimes from Řepiště site (Outer Western Carpathians)

Tomáš Urubek, Zdeněk Dolníček, Kamil Kropáč,

Tomáš Lehotský 107

**PALEOZOIKUM
Paleozoic**

Mocnost svrchních hrušovských vrstev (namur) v české části Hornoslezské pánve

Thickness of the Upper Hrušov Member (Namurian) in the Czech part of the Upper Silesian Basin

Luboš Beneš, Jakub Jirásek, Lada Hýlová,

Martin Sivek 112

Uhlonosnost svrchních hrušovských vrstev (namur) v české části hornoslezské pánve

Coal-bearing capacity of the Upper Hrušov Member (Namurian) in the Czech part of the Upper Silesian Basin

Luboš Beneš, Jakub Jirásek, Lada Hýlová,

Martin Sivek 116

Srovnání subvulkanických žil v brněnském masivu a boskovické brázdě

Comparison of subvolcanic dykes in the Brno Massif and Boskovice Furrow

David Buriánek 120

Spodnokarbonští mlži Dražanské vrchoviny (kulmská facie) a jejich stratigrafický význam

Lower Carboniferous bivalves from the Dražany Upland (Culm facies) and their stratigraphical significance

Martin Kováček, Tomáš Lehotský 126

První nálezy kosterních elementů eleutherozoidních ostnokožců z líšeňského souvrství (famen-tournai)

First find of the skeletal ossicles of eleutherozoid echinoderms from the Líšeň Formation (Famennian-Tournaisian)

Moravského krasu

First find of the skeletal ossicles of eleutherozoid echinoderms from the Líšeň Formation (Famennian-Tournaisian) of the Moravian Karst

Tomáš Kumpan 132

Předběžná zpráva o výskytu ichtyolitů ve svrchním famenu a spodním tournai Moravského krasu

Preliminary report on the occurrence of the ichthyoliths in the Upper Famennian and Lower Tournaisian of the Moravian Karst

Tomáš Kumpan 136

Annulata event z profilu v jámovém lůmku u Ochozi u Brna – poznámky ke konodontové biostratigrafii (famen, Moravský kras)

Annulata event from a pit-quarry near Ochoz u Brna – remarks on conodont biostratigraphy (Famennian, Moravian Karst)

Tomáš Weiner, Jiří Kalvoda 141

**KRYSTALINIKUM
Crystalline complex**

Muskovit-biotitický granit z Kalvárie v Jihlavě

Muscovite-biotite granite from the Kalvárie hill in the Jihlava town

Miloš René 145

Fluidní inkluze v grosuláru „plovoucích granátů“ z mramoru z Vápenné v plášti žulovského plutonu

Fluid inclusions in grossularite porphyroblasts “floating garnet” in marble from Vápenná, mantle of the Žulová Pluton, Czech Republic

Martin Schreier, Zdeněk Dolníček,

Vlastimil Mašek 148

- Průzkum starých důlních děl v okolí obce Kamenná (severní část jihlavského rudního revíru) – předběžné výsledky**
Exploration of old mine works around the village of Kamenná (northern part of the Jihlava Ore District) – preliminary results
 Petr Stöhr, Karel Malý, Zdeněk Dolníček 152
- Přirozená radioaktivita metamorfovaných a magmatických hornin na mapovém listu 14-23 Králíky**
Natural radioactivity of metamorphic and igneous rocks on the map sheet 14-23 Králíky
 Jiří Zimák 157
- Uran a thorium v granitických pegmatitech a aplitech silezika**
Uranium and thorium in granitic pegmatites and aplites of Silesicum
 Jiří Zimák 162
- APLIKOVANÁ GEOLOGIE**
Applied geology
- Stratifikace CO₂ v půdním vzduchu (Moravský kras)**
Stratification of CO₂ in soil air (Moravian Karst)
 Martin Blecha, Jiří Faimon 167
- Hydrogeochemie a dynamika skapových vod v jeskyni Výpustek (Moravský kras)**
Dripwater hydrogeochemistry and dynamics in Výpustek Cave (Moravian Karst)
 Radoslava Bodlákova, Jiří Faimon 171
- Mělké geofyzikální mapování povrchu pohřbeného Hranického krasu metodou elektrické odporové tomografie**
Shallow geophysical mapping of buried karst surface near Hranice using electrical resistivity tomography
 Petr Dleštík, Ondřej Bábek 174
- Dynamika rozpouštění xenotimu v neutrálním a kyselém prostředí**
Xenotime dissolution dynamics under neutral and acidic conditions
 Jiří Faimon, Eva Šebestová, Dominik Talla, Karel Novotný 178
- Posouzení zranitelnosti krasového kolektoru v oblasti Moravského krasu metodou EPIK**
Evaluation of vulnerability of karstic aquifer in the Moravian Karst by EPIK method
 Marek Goldbach, Tomáš Kuchovský 181
- Záznamy severokorejských jaderných explozí na seismické stanici Vrac**
Registrations of the North Korean nuclear explosions on the seismic station VRAC
 Josef Havíř 185
- Středověké baryem bohaté strusky po tavbě polymetalických rud na vybraných lokalitách v Jihlavě**
Medieval barium-rich slags after melting of polymetallic ores from selected sites in Jihlava
 Jaroslav Kapusta, Zdeněk Dolníček, Karel Malý 188
- Porovnání výsledků klasických analytických metod s metodou přenosné rentgen-fluorescenční spektrometrie na mapových listech 1 : 25 000 Brno-sever a Mokrá-Horákov**
Comparison of the results of classical analytical methods with a portable X-ray fluorescence spectrometer in the map sheets 1 : 25 000 Brno-North and Mokrá-Horákov
 Ilja Kněsl, Vratislav Pecina, Jan Buda, Igor Jan Dvořák 193
- Transformace bentonitu při interakci s vodou**
Bentonite transformation during its interaction with water
 Veronika Kubcová, Josef Zeman, Dana Hanuláková 198
- Je proudění vzduchu v jeskyni ovlivněno venkovním větrem?**
Is the cave airflow influenced by external wind?
 Marek Lang, Jiří Faimon 202
- Zemětřesení v Hrubém Jeseníku 14. 6. 2012**
Earthquake in the Hrubý Jeseník Mts. on 14. 6. 2012
 Jana Pazdírková, Jan Zedník, Petr Špaček, Vratislav Pecina, Zdeňka Sýkorová, Hana Krumlová 205
- Využití elektrické odporové tomografie k vizualizaci výplní historických stezek**
Use of multielectrode resistivity survey for visualization of historical roads
 Jan Sedláček, Martin Faměra, Ondřej Bábek, Jan Martínek 210
- Distribuce alkálií v karbonátových horninách líšeňského souvrství v prostoru mezideponie ve východní části velkolomu Mokrá (Moravský kras)**
Alkali distribution in carbonate rocks of the Líšeň Formation in the dump area in the eastern part of the Mokrá Quarry (Moravian Karst)
 Jindřich Štelcl, Jiří Zimák, Roman Donocik 213
- Přínos geofyzikálních měření pro poznání tektoniky a sesuvů ve Šlapanicích**
Contribution of methods for near-surface geophysical survey for tectonics and landslides in Šlapanice town
 Pavla Tomanová Petrová, František Hubatka, Oldřich Krejčí 217

CHEMICKÉ SLOŽENÍ A MIKROPALAEONTOLOGIE BADENSKÝCH ŘASOVÝCH PÍŠČITÝCH VÁPENCŮ A VÁPINITÝCH PÍSKOVců

Chemical composition and micropalaeontology of Badenian algal sandy limestone and calcareous sandstone

David Buriánek, Pavla Tomanová Petrová

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

(24-43 Šlapanice)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian, limestones, geochemistry, palaeontology

Abstract

The spatial distribution of Lower Badenian marine algal sandy limestones (studied localities Holubice and Stará hora), calcareous sandstone (studied locality Pracký kopec) and claystones (studied locality Šlapanice) as well as their palaeontology, indicate variable sedimentary environment. Studied localities are situated in the Carpathian Foredeep, southeastern from Brno. Algal sandy limestones document of deposition in the shallow waters, however the syndepositionary movements sometime modify the geological positions of limestone bioherms. Variable ratio CaO/MgO (23–140) reflects minor but variable content dolomite, which is present as small euhedral crystals and aggregates. Anoxic conditions are found only within the tests of foraminifers as result break up organic matter. Clastic grains originated from crystalline rocks on the eastern margin of the Bohemian Massif (mainly Moravicum and Brno Massif) are most abundant.

Úvod

V karpatské předhlubni došlo během spodního badenu k rozsáhlé mořské transgresi, která souvisí s dosunutím flyšových příkrovů a subsidencí prostoru karpatské předhlubně v jejím předpolí (Brzobohatý – Cicha 1993). Zpočátku sedimentovaly klastické sedimenty velkých mocností dokumentující rozsáhlou deltovou sedimentaci. Sedimentace pokračovala ukládáním vápnitých jíílů („tégly“), které se místy s brněnskými písky prstovitě zastupují. Hloubku sedimentace jíílů na základě výskytů makrouridů odhaduje Brzobohatý (1982) až na 500 m. V době regrese ke konci spodního badenu hlubokovodní sedimenty přecházely v okrajových částech pánve do vápnitých pískovců až písků lokálně s biohermy řasových a mechovkových vápenců. Pozice a charakter vápenců však naznačují, že nejde o fenomén, který by byl vázán výhradně na regresní fázi (Doláková et al. 2008). Vápence bývaly dříve označovány jako lithothamniové. Na základě nových studií byly Novákem (1975) označeny obecněji jako řasové vápence.

Protože se Paratethyda nacházela mimo tropické klimatické pásmo (Pisera 1996), nebyly biohermy tvořeny korály, ale hlavně červenými řasami či mechovkami. V oblasti karpatské předhlubně dominovaly řasy rodu *Mesophyllum*, *Spongites*, *Lithothamnion* a *Lithophyllum* (Novák 1975, Doláková et al. 2008, Hrabovský 2009). Tato řasová společenstva indikují vznik většiny bioherm v subtropickém až mírném klimatickém pásmu a v hloubkách mezi 0–120 m (Hrabovský 2009).

V rámci mapování v oblasti karpatské předhlubně jv. od Brna byly odebrány vápence a pískovce, doplněné o klastický materiál v jejich okolí. Cílem práce je na základě paleontologie a mineralogického složení interpretovat podmínky vzniku těchto sedimentů.

Metodika

Spodnobadenské sedimenty byly charakterizovány na základě interpretace 11 horninových analýz. Dva vzorky zastupovaly jíly a zbytek tvoří vápence až vápnité pískovce. Z tohoto souboru byly nově odebrány 4 vzorky, ostatní jsou převzaté z litogeochemické databáze ČGS (Gürtlerová et al. 1997). Vzorky pocházejí z několika lokalit řasových vápenců ležících jv. od Brna. Jedná se o lokality Holubice, masiv Staré hory u Hostěrádek-Rešova a Pracký kopec (nedaleko památníku Mohyla míru). Pro srovnání byly použity spodnobadenské vápnité jíly („tégly“) z lokalit Jiříkovice a Šlapanice (BP112).

Nové horninové vzorky byly analyzovány metodou ICP MS v laboratořích ACME Analytical Laboratories Ltd. Starší chemické analýzy pocházejí z laboratoří ČGS. Ve vzorcích zadaných do laboratoří ČGS byly oxidy analyzovány mokrou cestou. Po kyselinovém rozkladu vzorku se základní složky stanovují z roztoku pomocí FAAS, titrace (SiO_2 , FeO), ICP-OES (BaO, SrO), fotometricky (P_2O_5) a IR spektrometrií (CO_2 , Stot., Cost.). Stopové prvky byly stanoveny metodou RTG spektrometrie bez rozkladu vzorku z tablet. Skupina prvků vzácných zemin byla stanovena emisní spektrometrií ICP-OES. Výsledky starších silikátových analýz získaných metodou postupného chemického rozkladu jsou srovnatelné s novými analýzami získanými metodou ICP MS. Avšak v některých případech může být zavádějící srovnání obsahů stopových prvků získaných metodou RFA a metodou ICP MS. Zmíněné rozdíly mezi oběma metodami však nebyly pozorovány. Studované horninové analýzy byly většinou zpracovávány pomocí programu GCDKit (Janoušek et al. 2006).

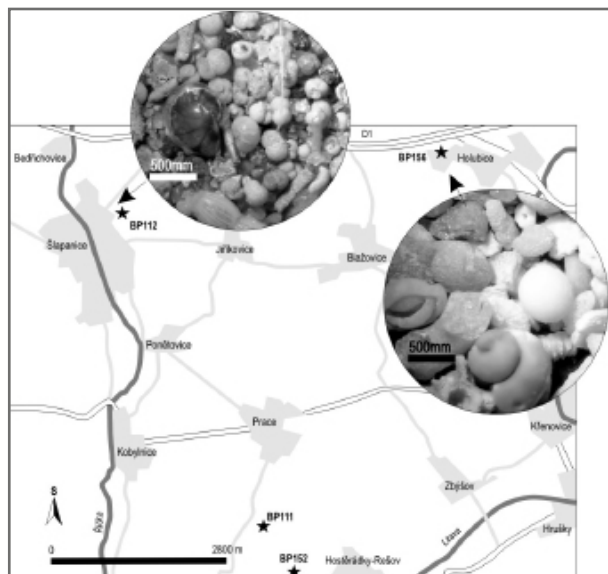
Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laborař elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PŘF MU

a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku 5 µm, proud svazku 10 nA, načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor P. Gadas. Byly použity tyto standardy: Si, K, Al – sanidin, Mg – MgO, Fe – almandin, Ca – grosulár, Mn – spesartin, Ti – titanit, Cr – chromit, Na – albit, Sr – SrSO₄, P – fluorapatit, F – topaz, Cl – NaCl, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou – Pichoir 1985).

Pro mikropaleontologické účely byly odebrány vzorky z jílu, vložek písků v pískovcích a vápenců. Vápence byly podrceny a namočený stejně jako jíly a silty do roztoku Na₂CO₃ a plaveny na sítu o velikosti ok 0,063 mm. Poté byla residua vysušena a studována pod binokulárním mikroskopem Nikon SMZ745T. Mikropaleontologický materiál je uložen v depozitáři na ČGS v Brně. Popisy a GPS koordináty lokalit jsou uvedeny v databázi ČGS.

Geologická a paleontologická charakteristika lokalit

Vzorek BP111 Pracký kopec pochází z malého lůmu řasových vápenců a vápničných pískovců situovaného j. od Mohyly míru (obr. 1). Výška stěny dosahuje tří metrů, délka 8 m. Od podloží do nadloží byly pozorovány polohy světle hnědých, žlutavě bílých, žlutohnědých, šedavě bílých až šedobílých vápničných jemnozrnných až středně zrnitých písků až pískovců, lokálně až biodetritických vápenců. Křemenné písky a pískovce jsou dobře vytříbené s pozorovatelným subhorizontálním uložením vrstev a s vzácně se nacházejícími ichnofosiliemi. Ojedinele byly zaznamenány polohy světle hnědých vápničných prachů, z nichž byla studována foraminiferová fauna. Vápenci z oblasti Prackého vrchu se podrobně zabývali Doláková et al. (2008).



Obr. 1: Lokalizační schéma studovaných lokalit s vyobrazením společenstev z lokality Šlapanice (BP112) – hlubokovodní fauna a Holubice (BP156) – mělkovodní fauna.

Fig. 1: Location map of the studied localities with photos of the assemblages at the locality Šlapanice (BP112) – deep water fauna and Holubice (BP156) – shallow water fauna.

Vzorek BP156 z Holubic pocházel z výkopu pro základy rodinného domu. V jámě o rozměrech 2 × 2 m a hloubce 1,5 m byly pod metrem spraší zastíženy jemnozrnné světle hnědé písky s úlomky řasových vápenců o velikosti 10–20 cm. Jedná se o bělavé biodetritické řasové vápence se schránkami měkkýšů.

Vzorek BP152 pocházel z bloku řasového vápence o rozměrech 0,5 × 0,25 m, který byl nalezen na poli pod vrcholem Staré hory. Brzobohatý (1989) řadí tento typ fauny ke skupině s převahou vysloveně mělkovodních prvků.

Vzorek BP112 byl odebrán ze stěny šlapanické cihelny o rozměrech zhruba 100 × 100 m a výšce stěny 20 m. Pod 3 m spraší jsou těženy šedé masivní silně vápnité prachovité jíly („tégly“).

Paleontologická charakteristika

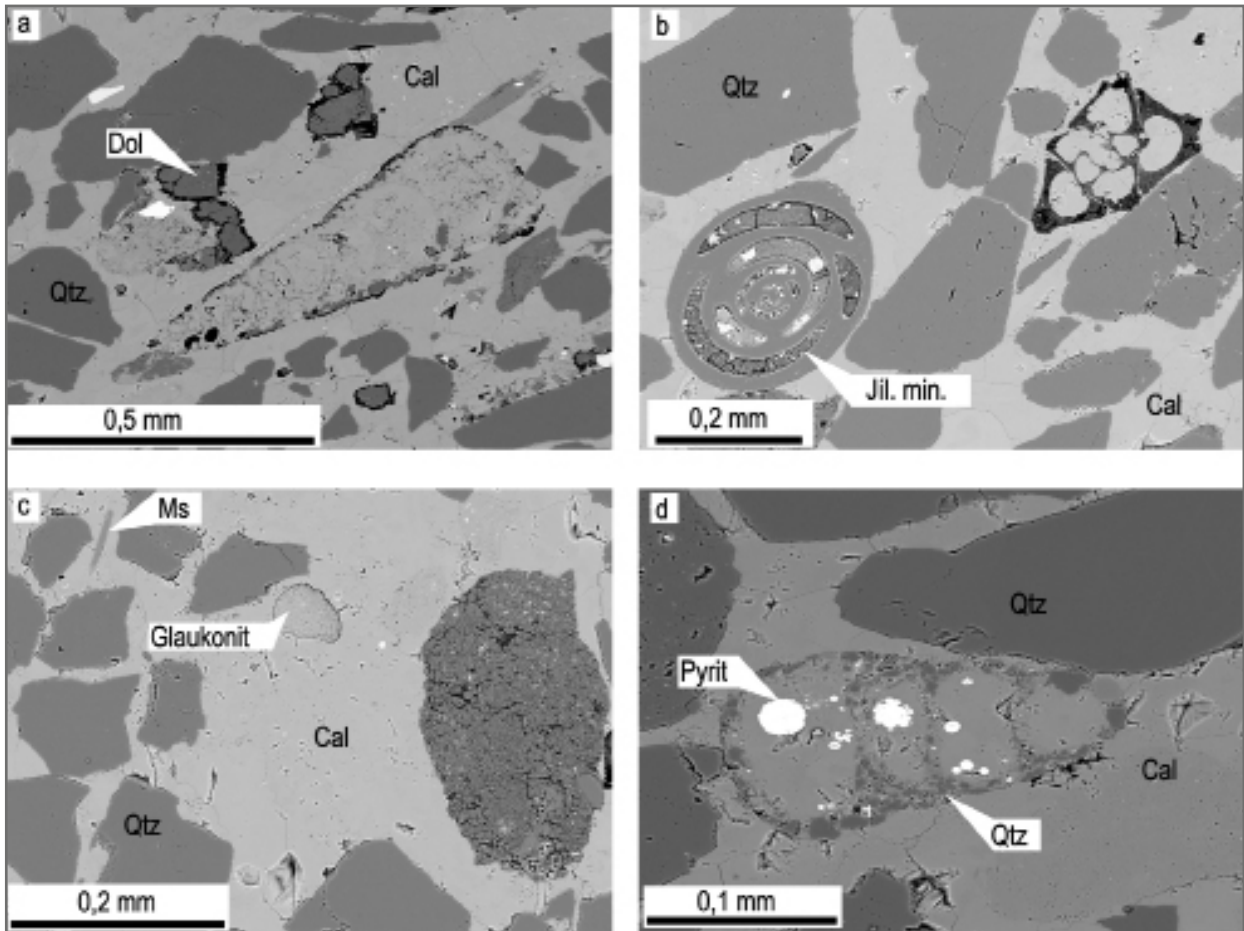
Druhově i početně relativně bohaté společenstvo vápničtého prachovce z lokality Pracký kopec (BP111) je zastoupeno velikostně drobnými schránkami druhů *Paragloborotalia mayeri* (Cush. et Ell.), *Globigerinella obesa* (Bolli), *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Bolivina dilatata* Rss., *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Melonis pompiliodes* (Ficht. et Moll), *Cassidulina laevigata* Orb., *Elphidium flexuosum* Orb., *E. fichtelianum* (Orb.), *Nonion commune* (Orb.) a dalšími. Spolu s foraminiferami se objevují schránky ostrakodů, ostny ježovek a fragmenty zoárií mechovek. Charakter společenstva se odlišuje od vzorku BP156, dokládá zřejmě prohloubení sedimentace v rámci ukládání písků. Brzobohatý (1989) řadí tento typ fauny k přechodné skupině.

Mikrospolečenstvo z řasového vápence z Holubic BP156 kromě ostnů ježovek, vyloučených schránek gastropodů, úlomku rybího zoubku a schránek ostrakodů obsahovalo početně i druhově chudé společenstvo mělkovodních foraminifer zastoupených např. taxony *Asterigerinata planorbis* (Orb.), *Amphistegina mammilla* (Ficht. – Moll), *Elphidium crispum* (L.), *Heterostegina* sp. a vylouhovanými schránkami quinqueloculin.

V jílech ze šlapanické cihelny (BP112) je pozorovatelný sekundárně vysrážený sádrovec. Mikrofauna jílu je velmi bohatá, foraminifery doprovázejí výskyty zoubků, otolitů a šupin kostnatých ryb, ostnů ježovek a schránek ostrakodů. Planktonní složka ve společenstvu výrazně dominuje nad bentosní. Ze stratigraficky významných planktonních druhů uvádíme druhy *Orbulina suturalis* Brön., *Globigerinoides quadrilobatus* (Orb.), *Gl. bisphericus* Todd, *Globorotalia (Obandyella) bykovae* (Ais.), stratigraficky významné bentosní foraminifery představují *Martinottiella karreri* (Cush.), *Vaginulinopsis pedum* (Orb.), *Vaginulina legumen* (L.). Tento typ fauny zařadil Brzobohatý (1989) do skupiny s výraznou převahou hlubokovodnějších prvků.

Petrografická charakteristika

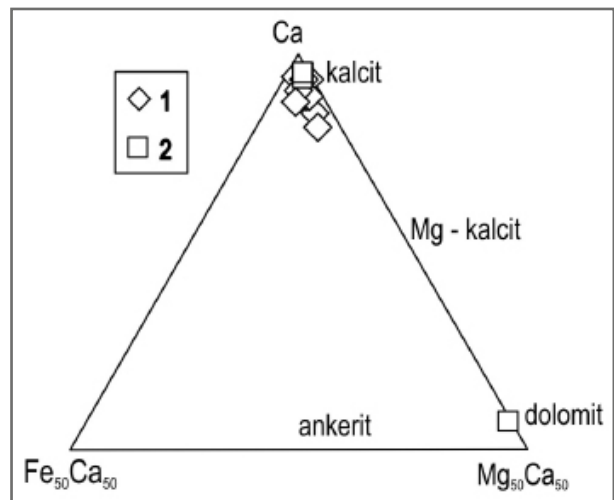
Všechny studované vzorky vápničných pískovců až písčitych vápenců jsou po stránce mineralogické velmi podobné, liší se hlavně množstvím karbonátů. Zhruba 42–80 mod. % horniny tvoří základní hmota tvořená karbonáty s klastickými zrny a drobnými úlomky bioklastů (do 2 mm). Zbytek jsou větší bioklasty tvořené hlavně stél-



Obr. 2: Řasový písčité vápenec (BP111; BSE fotografie; foto P. Gadas): a – dolomitové krystaly v kalcitovém tmelu, v centrální části obrázku je aglutinovaná foraminifera; b – poloostrohanné klasty křemene korodované kalcitovým tmelem a jílové minerály uvnitř schránky foraminifer; c – glaukonit obklopený kalcitovým tmelem; d – framboidální pyrit uvnitř schránky foraminifer.

Fig. 2: Algal sandy limestone (BP111; BSE pictures; photo: P. Gadas): a – dolomite crystals in calcite cement, agglutinated foraminifera in the central part of the picture; b – subangular clastic quartz corroded by calcite cement and clay minerals within the foraminifera test; c – glauconite surrounded by calcite cement; d – framboidal pyrite within the foraminifera test.

kami řas a úlomky schránek měkkýšů. V základní hmotě dominuje kalcit, který tvoří mikritový tmel i hrubozrnější výplně dutin (sparit). Kalcit obsahuje 0,71–0,84 hmot. % MgO, 0,43–1,09 hmot. % FeO a 0,11–0,16 hmot. % SrO. Vzácně jsou přítomna až 0,07 mm velká automorfni až hypautomorfni zrna dolomitu (obr. 2a). Dolomit (obr. 3) má ve srovnání s kalcitem nižší obsahy SrO (0,04 hmot. %) a FeO (0,17 hmot. %). Horniny ve výbrusu obsahují hojně drobné bioklasty. Jedná se zejména o stélky řas, které často obsahují konceptakula vyplněná hrubším sparitem. Běžné jsou také schránky foraminifer (obr. 2b) a úlomky schránek měkkýšů atd. Uvnitř schránek foraminifer jsou poměrně časté framboidy pyritu o velikosti až 0,04 mm (obr. 2c). Většinou jsou tyto framboidy nahrazeny limonitem. Některé schránky aglutinovaných foraminifer jsou tvořeny klasty křemene, často je přítomen také glaukonit a jílové minerály (obr. 2b). Glaukonit (obr. 2d) tvoří oválné klasty (pelety) o velikosti 0,03 mm. Většinou polozaoblené až poloostrohanné (obr. 2a-d) klastické úlomky mají obvykle velikost kolem 0,2–0,8 mm. Jedná se hlavně o křemen nebo drobně zrnité agregáty křemene. Méně časté jsou úlomky draselného živce (Ab_3), obvykle s drobnými perthity a kyselého plagioklasu (An_{25}). Poměrně časté jsou lupínky slíd a to



Obr. 3: Ca-Mg-Fe ternární diagram zobrazující chemické složení řasových písčitých vápenců až vápenných pískovců (1) a karbonátů v těchto horninách (2).

Fig. 3: Ca-Mg-Fe ternary diagrams showing the chemical composition of algal sandy limestone to calcareous sandstone (1) and carbonates in these rocks (2).

hlavně muskovitu (obr. 2d). Asi 8–20 mod. % klastů tvoří úlomky hornin (ruly, svory, kvarcity a vzácně také fylity). V těžkém podílu byl zjištěn granát, zirkon, apatit a ilmenit. Dominantním těžkým minerálem je granát ($Alm_{63-73}Sps_{4-16}Prp_{5-13}Grs_{9-15}Adr_{1-2}$), který tvoří drobná ostrohranná až polozaoblená zrna. Jediné analyzované zrno ilmenitu má nízký podíl pyrofanitové komponenty (maximálně 4,4 hmot. % MnO). Některé klasty nesou známky koroze karbonátovým tmelem (obr. 2b-d).

Geochemická charakteristika

Řasové vápence až vápnité pískovce mají díky variabilnímu zastoupení klastického podílu široký rozsah CaO (obr. 4). Můžeme pozorovat negativní korelaci mezi CaO a SiO₂ (obr. 4). Horniny s obsahem CaO (38–43 hmot. %) budou v geochemické kapitole označovány jako vápence a zbytek (CaO 13–27 hmot. %) jako pískovce. Porovnání výbrusových preparátů a chemických analýz naznačuje, že proměnlivý poměr K₂O/Na₂O (2–4) relativně dobře odráží kolísání v obsazích draselného živce a albitu (7–10 vs. 8–15 mod. % klastických zrn) v hornině. Poměr TiO₂/Al₂O₃ se pohybuje u vápenců i pískovců v rozmezí 0,02–0,06. Oproti jílům spodnobadenského stáří mají především nižší obsahy TiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, MgO, FeOt, Rb, Ni, Cr.

Všechny tři typy badenských sedimentů, tedy jíly, vápence i pískovce, mají podobné tvary normalizovaných křivek vzácných zemin (Boynton 1984), které vykazují zápornou Eu anomálii (Eu/Eu* = 0,5–0,7) a obohacení LREE (La_N/Yb_N = 6,8–14,6). Liší se však celkovými obsahy REE (obr. 5a). Nejnížší obsahy mají vápence (16–24 ppm),

poněkud vyšší pískovce (31–39 ppm) a nejvyšší jíly (73–136 ppm).

Vápence mají 16–28 hmot. % SiO₂ a poměrně výrazně kolísá poměr SiO₂/Al₂O₃ (13–40), což dobře reflektuje proměnlivý obsah klastického křemene, živců a jílových minerálů. Obsah SiO₂ vykazuje nevýraznou negativní korelaci s Al₂O₃, Na₂O, K₂O (obr. 4), kde tyto prvky jsou vázány hlavně v křemeni, živcích a jílových minerálech. Poměr CaO/MgO (23–140) dobře odráží variabilní složení karbonátů, přičemž vzorek s vyšším obsahem MgO (až 1,9 hmot. %) obsahuje dolomit. S obsahem MgO v hornině pozitivně koreluje obsah Sr (319–1 179 ppm). Jak však ukazuje studium chemického složení dolomitu a kalcitu (viz výše), stroncium se přednostně váže v kalcitu.

U pískovců můžeme pozorovat pozitivní korelaci SiO₂ s TiO₂, Al₂O₃, K₂O, Rb a negativní s MgO (obr. 4). Většina petrogenetických indexů indikujících geochemickou zralost sedimentů má podobné rozsahy jako u vápenců – např. Al₂O₃/Na₂O = 6,6–8,5; SiO₂/Al₂O₃ = 15–38, pouze hodnoty TiO₂/Al₂O₃ jsou poněkud vyšší (0,02–0,06). Oproti vápencům také mají poněkud vyšší obsahy Ba a Rb (obr. 4) a naopak poměrně nízké obsahy Sr (hodnoty jsou podobné jako v jílech). Oproti vápencům jsou nápadně vyšší obsahy většiny HFS prvků a to především Zr (83–304 vs. 22–52 ppm) a Hf (2,7–2,8 vs. 1,1–1,4 ppm).

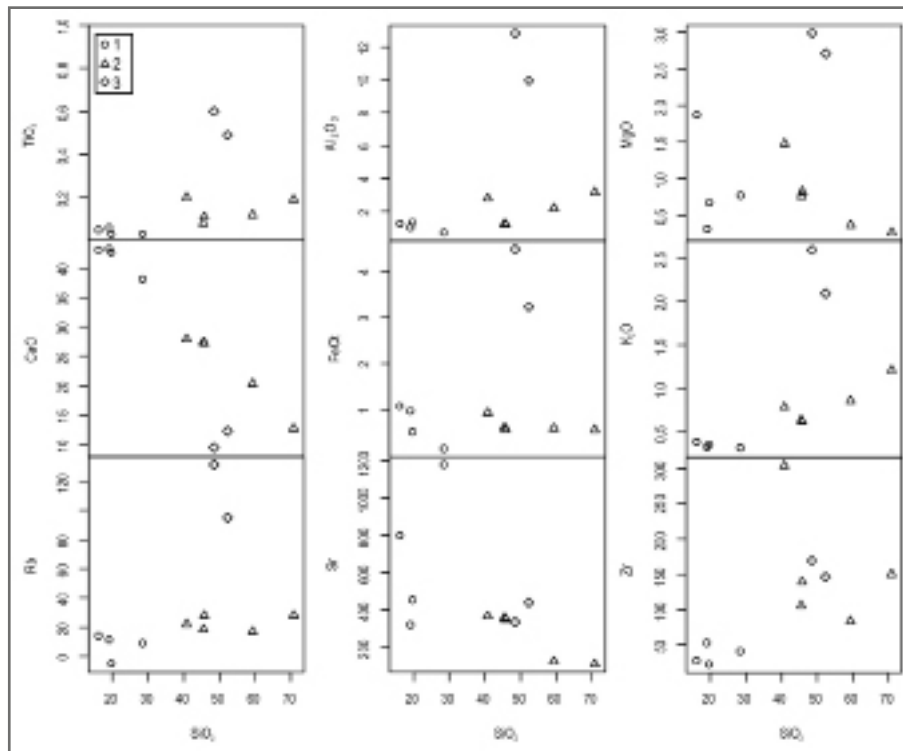
Diskuze

Zdroje klastického materiálu

Klastický podíl ve vápencích až vápnitých pískovcích ze studovaných lokalit indikuje přínos materiálu z oblastí

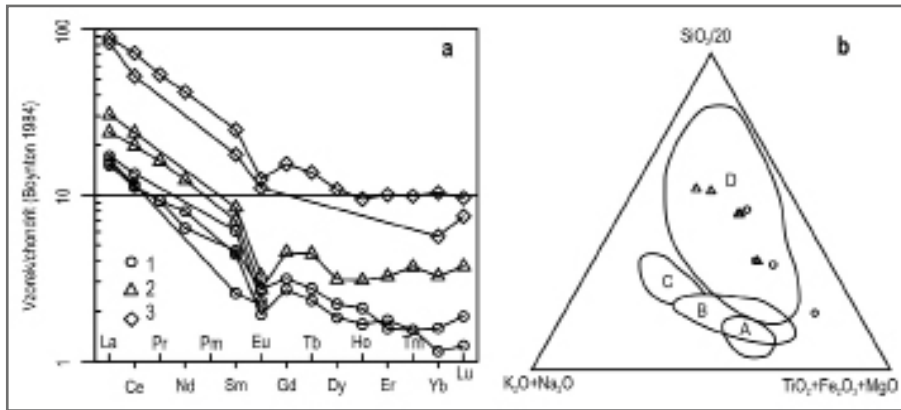
budovaných převážně horninami metamorfovanými v amfibolitové facii (hlavně ruly, kvarcity, svor). Tím se příliš neliší od tzv. spodnobadenských brněnských písků, které reprezentují deltové sedimenty. Těžké minerály brněnských písků potvrzují poměrně rozsáhlou snosovou oblast reprezentovanou hlavně krystalickými horninami moravika a brněnského masivu. Na složení hojných jílových klastů nebo závalků jílu se významněji podílely starší sedimenty, což potvrzují nálezy redeponovaných fosilií karpátu a ottnangu (Buriánek et al. 2012).

Prozatím byly orientačně provedeny pouze dvě analýzy granátu ve vzorku vápnitého pískovce z lokality Pracký kopec (BP111). Obě chemické analýzy ($Alm_{63-73}Sps_{4-16}Prp_{5-13}Grs_{9-15}Adr_{1-2}$) svým chemickým složením



Obr. 4: Diagramy SiO₂ vs. TiO₂, CaO, Rb, Al₂O₃, FeOtotal, Sr, MgO, K₂O, Zr (hmot. % nebo ppm): 1 – řasový písčité vápence; 2 – vápnitý pískovec; 3 – jílovec.

Fig. 4: Variation diagrams SiO₂ vs. TiO₂, CaO, Rb, Al₂O₃, FeOtotal, Sr, MgO, K₂O, Zr (wt. % or ppm): 1 – algal sandy limestone; 2 – calcareous sandstone; 3 – claystone.



Obr. 5: Chemické složení písčitých vápenců (1), vápňitých pískovců (2) a jílovců (3): (a) chondritem normalizované křivky REE, (b) diagram založený na hlavních prvcích v písčitých vápencích a vápňitých pískovcích pro určení tektonického prostředí (Kroonenberg 1994): A – oceánský ostrovní oblouk, B – kontinentální ostrovní oblouk, C – aktivní kontinentální okraj, D – pasivní kontinentální okraj.

Fig. 5: Chemical compositions of algal sandy limestone (1), calcareous sandstone (2) and claystone (3): (a) chondrite-normalized REE patterns, (b) plot of the major element composition algal sandy limestone and calcareous sandstone on the tectonic setting discrimination diagram of Kroonenberg (1994): A – oceanic island Arc, B – continental island Arc, C – active continental margin, D – passive continental margin.

velmi dobře odpovídají granátům z brněnských písků (Buriánek et al. 2012).

Klastický materiál vápenců i pískovců chemickým složením (obsahy TiO_2 , Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 , MgO) odpovídá sedimentům derivovaným z pasivního kontinentálního okraje (Bhatia 1983, Kroonenberg 1994; obr. 5b), což je charakteristika typická pro materiál derivovaný intenzivním zvětráváním krystalinických jednotek na v. okraji Českého masivu (ruly, migmatity, svory).

Poměrně běžné jsou v pískovcích i vápencích glaukonitové pelety, což je fylosilikát blízký illitu, který podle analýzy obsahuje kolem 8 hmot. % MgO , 16 hmot. % FeO a 8 hmot. % K_2O . Je to typický minerál vznikající v mělkomořském prostředí za mírně redukčních podmínek v oblasti středního až vnějšího šelfu (Scholle a Ulmer-Scholle 2003).

Prostředí sedimentace

Prostředí sedimentace vápenců a vápňitých pískovců zjištěné na základě studia fosilních společenstev foraminifer není jednoznačné. Ze zjištěných dat vyplývá, že písčité vápence (BP156) sedimentovaly v menších hloubkách než vápňité pískovce (BP111). Zhruba platí, že výskyt těchto hornin ohraničuje oblast mělkovodní sedimentace. Sedimentace vápňitých jílovců („tégly“) naproti tomu probíhala v hlubokovodním prostředí a proto v nich převažují planktonní foraminifery (Brzobohatý 1982). K podobným závěrům dospěl i Brzobohatý (1989), který interpretoval v oblasti mezi Holubicemi a Újezdem u Brna mělkovodní prostředí, které se směrem na S prohlubovalo, což dokládá typicky hlubokovodní fauna z tégly v okolí Šlapanic.

Tato zonalita však nemusí platit vždy, stejně jak uvádí paleontologická studie řasových společenstev ve vápencových biohermách (Hrabovský 2009). Zmíněný autor vyvozuje, že v oblasti sedimentace řasových vápenců docházelo k častému promíšení facií patrně v důs-

ledku gravitačních sesuvů nebo bouřkových událostí. Díky tomu se karbonátový materiál, který vznikal v mělkovodním prostředí, mohl dostat do hlubších částí pánve. Studium foraminifer existenci skluzových těles potvrzuje. Doláková et al. (2008) prostředí na Prackém vrchu interpretovali jako sedimentární akumulace transportované po svahu gravitačními proudy a přepracované dnovými proudy, nevyklučují vliv tektonické aktivity.

Diagenetické procesy

Přítomnost framboidálních pyritů ve schránkách foraminifer indikuje anoxické prostředí. Avšak v tomto

případě šlo patrně o lokální podmínky (prostředí uvnitř schránky) související s rozpadem organické hmoty.

Většina vápenců má poměrně málo dolomitu. Přítomny jsou pouze lokálně patrné drobné automorfní klenčovitě krystaly, nebo agregáty několika klenčů. Červené řasy mají tendenci vázat hořčík v podobě Mg -kalcitu (Ries 2006). Nalezené dolomity tedy pravděpodobně vznikaly až během diagenézy, čemuž odpovídá i jejich morfologie (Scholle a Ulmer-Scholle 2003). Většinou jsou dolomity přítomny v blízkosti schránek foraminifer s framboidálním pyritem, což naznačuje, že jejich vznik může souviset s bakteriální redukcí sulfátů (Mazzullo 2000).

Závěry

Předmětem zájmu byly spodnobadenské sedimenty zastoupené vápňitými pískovci až písčitymi vápenci (lokality Holubice, Pracký kopec, Stará hora), které byly porovnávány s jíly z lokality Šlapanice. Geologická pozice řasových písčitých vápenců až vápňitých pískovců ve spodnobadenských sedimentech jv. od Brna a jejich paleontologický obsah naznačují variabilitu v hloubce sedimentace. Paleontologie a mineralogie písčitých řasových vápenců indikují sedimentaci převážně v mělkovodním prostředí s dostatečným množstvím kyslíku. Vápňité pískovce, které vápence doprovázejí, reprezentují hlubokovodnější facií těchto sedimentů a v největší hloubce pak sedimentovaly vápňité jíly („tégly“).

Variabilní poměr CaO/MgO (23–140) odráží proměnlivý obsah dolomitu v jednotlivých vzorcích. Zastoupení dolomitu je vždy minoritní a vznik izolovaných zrn a agregátů zrn je výsledkem diagenetických procesů. Anoxické podmínky byly vázány pouze na prostředí uvnitř odumřelých schránek některých živočichů a souvisí s rozpadem organické hmoty.

Řasové písčité vápence a vápňité pískovce obsahují klastický materiál, který svým chemickým složením

a petrografií indikuje původ ze středně a vysoce metamorfovaných jednotek na v. okraji Českého masivu (hlavně moravika a brněnského masivu).

Poděkování

Autoři děkují M. Bubíkovi a N. Dolákové za kritické přečtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnské aglomerace v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

- Bhatia, M. R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – *Journal of Geology*, 91, 611–627.
- Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. – In: Henderson, R. (ed.): *Developments in Geochemistry* 2, 89–92, Elsevier, Amsterdam.
- Brzobohatý, R. (1982): Rybí fauna spodnobadenských vápničných jíílů v Brně-Králově Poli a její paleogeografický význam. – *Časopis Moravského muzea*, LXVII, 57–64. Brno.
- Brzobohatý, R. (1989): K paleogeografii spodního badenu karpatské předhlubně v oblasti jihovýchodně od Brna. – *Miscellanea micropalaeontologica* IV, Knihovnička Zemního plynu a nafty, sv. 9, 133–141.
- Brzobohatý, R. – Cicha, I. (1993): Karpatská předhlubně. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezka*, MÚ, Brno 1993. 123–128.
- Buriánek, D. – Tomanová Petrová, P. – Otava, J. (2012): Kde je zdroj klastických sedimentů miocénu Brněnska? – *Acta Musei Moraviae, Scientae geologicae* XCVII, 1, 153–166.
- 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, 133–146.
- Gürtlerová, P. et al. (1997): Databáze analytických stanovení na mapách geochemické reaktivity hornin 1: 50 000. – *Litogeochemická databáze České geologické služby*, Praha.
- Hrabovský, J. (2009): Revízia červených rias (Rhodophyta) vybraných lokalit badenu Moravy. – MS, diplomová práce, PŘF MU Brno.
- 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.
- Kroonenberg, S. B. (1994): Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments: *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A.*, 69–81.
- Mazzullo, S. J. (2000): Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea Sediments. – *Journal of Sedimentary Research*, 70, 10–23.
- Novák, Z. (1975): Spodnobádenské vápence karpatské předhlubně. – MS, kandidátská práce, PŘF MU Brno.
- Pisera, A. (1996): Miocene reefs of the Paratethys: a review. – *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5, 97–104.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- Ries, J. B. (2006): Mg fractionation in crustose coralline algae: Geochemical, biological, and sedimentological implications of secular variation in the Mg/Ca ratio of seawater. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 891–900.
- Scholle, P. A. – Ulmer-Scholle, D. S. (2003): *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*: Tulsa, OK. – *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 77, 1–474.

QUANTITATIVE AND QUALITATIVE ANALYSIS OF FORAMINIFERA IN THE MIDDLE MIOCENE OF SALT DEPOSIT TETIMA (NORTH-EAST BOSNIA)



Zijad Ferhatbegović¹, Sejfidin Vrabac², Azema Jahić³, Izudin Djulović⁴

¹ University of Tuzla, Faculty of Mining, Geology and Civil Engineering, Department of geology, Univerzitetska 2, 75000 Tuzla, Bosnia and Herzegovina; e-mail: fzijad@yahoo.com

² University of Tuzla, Faculty of Mining, Geology and Civil Engineering, Department of geology, Univerzitetska 2, 75000 Tuzla, Bosnia and Herzegovina

³ PAPAGO d. o. o. Devetak, Hodžići bb, 75300 Lukavac, Bosnia and Herzegovina

⁴ University of Tuzla, Faculty of Mining, Geology and Civil Engineering, Department of geology, Univerzitetska 2, 75000 Tuzla, Bosnia and Herzegovina

Key words: quantitative and qualitative analysis, foraminifera, Badenian, Sarmatian, NE Bosnia

Abstract

Based on samples taken from the exploratory borehole B-71 were carried out qualitative and quantitative micropaleontological research aimed at determining the stratigraphic levels overlying sediments, and the frequency and abundance of foraminifera in isolated areas. Research of foraminifera has been performed on 98 samples. Biostratigraphic analysis of overlying sediments of salt formation was made to the relevant Badenian and Sarmatian Zone. According to foraminifera it was done the detailed stratigraphic division and proved the Lower, Middle, Upper Badenian and Lower Sarmatian. Lower Badenian is divided into two zones: *Ammonia viennensis* and *Nonion commune* Zone (older part) and *Globigerinoides trilobus* and *Orbulina suturalis* Zone (younger part). Middle Badenian is represented by of *Pappina parkeri* Zone while the Upper Badenian is represented by *Bolivina dilatata maxima* Zone. The Lower Sarmatian is presented by two zones: *Elphidium hauerinum* Zone and younger *Porosonion granosum* Zone.

Introduction

During 2010 in the section of the investigative and exploitation borehole B-71 to the rock salt deposit Tetima were conducted qualitative and quantitative micropaleontological research of foraminifera. The goals of micropaleontological research of foraminifera were: determination of the association of foraminifera, defining biostratigraphical zones and determination of significant levels for directing of investigative and exploitation drilling. Based on the association of foraminifera from 98 samples were defined stratigraphic levels of drilled sediments (Lower, Middle and Upper Badenian and Lower Sarmatian; Fig. 1, 2) and defined quantitative representation of foraminifera in specific zones.

According to this research the decision was made to change the regime of drilling to a depth 478 m (beginning of core drilling).

Material and methods

Methodology of research was designed from the field-work, laboratory examination and work in cabinet. The aim of this study was to define biostratigraphic characteristics of overlying sediments of rock salt deposit Tetima based on samples from borehole B-71. Research of foraminifera was performed on 98 samples taken from investigative and exploratory borehole B-71. Schedule of sampling is defined by initially taking samples every 10 meters and with approaching to salt formation every 5 or 2 meters. The initial phase of the study consisted of collecting samples from the overlying sediments of rocks salt formation with sieves from borehole B-71, their packing in special bags and labeling. Thereafter, the samples were leached on labo-

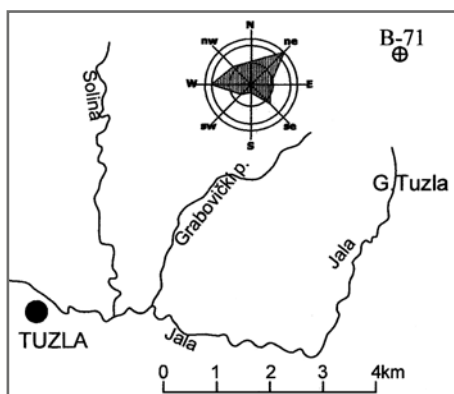
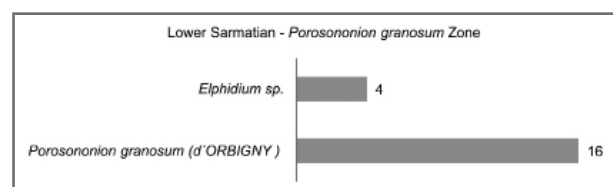
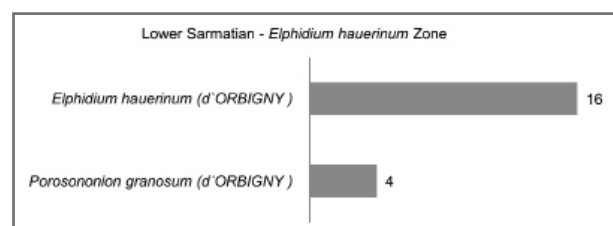


Fig. 1: The localization the borehole B-71 near Tuzla.

Tab. 1: Representation of foraminifera in the samples from 1 (0 m) to 3 (28 m).



Tab. 2: Representation of foraminifera in the sample (4) from 28 to 45 m.



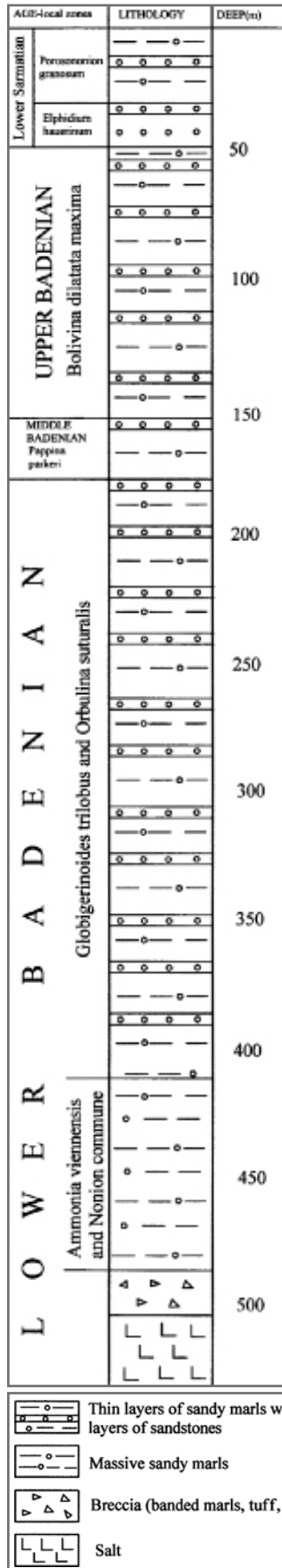


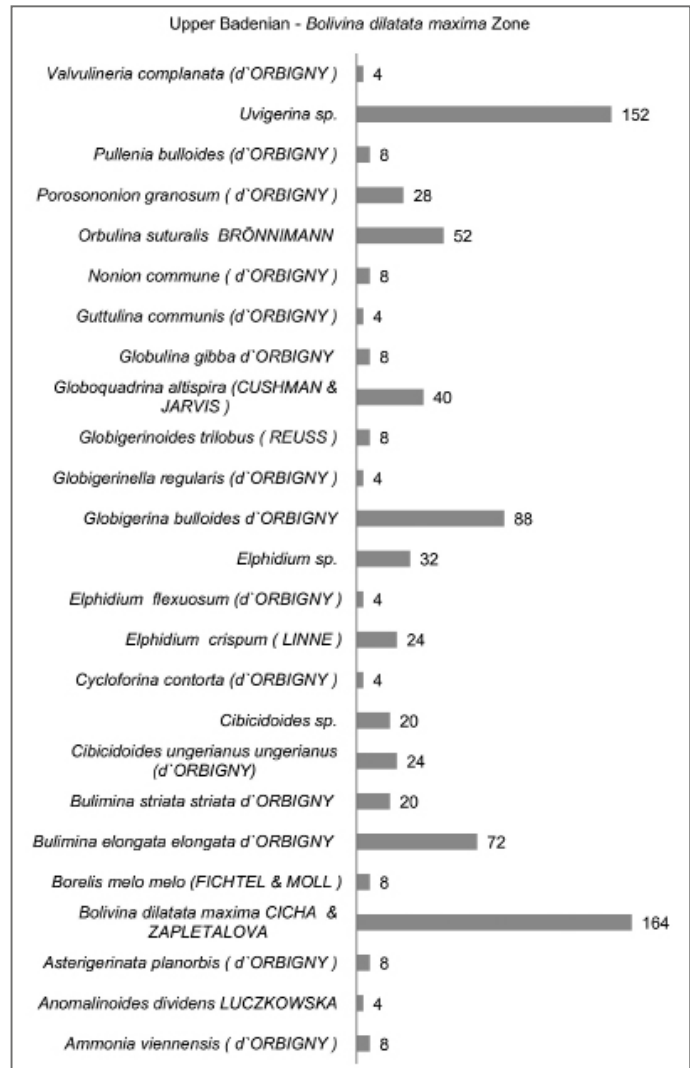
Fig. 2: The stratigraphic column of Badenian and Sarmatian sediments in the borehole B-71. Annotation: Until 478,0 m drilling was without coring.

ratory sieves diameter 0.80 mm and 0.15 mm in the laboratory for Mineralogy and Petrology at the Faculty of Mining, Geology and Civil Engineering in Tuzla. A fraction in amount of 6 grams with the 0.15 mm sieve was dried and analyzed using a Leica stereomicroscope EZ4D in increasing 40 times. Quantitative analysis was performed for each sample and shown by the diagram with a proportional share of individual fossils. According to the association of fossils in the individual samples were defined stratigraphic levels.

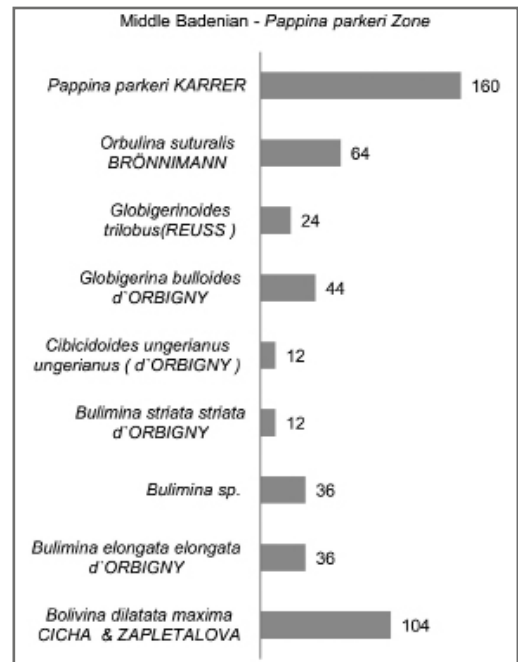
Results

Based on the data obtained by the individual analysis has been formed descriptive tables. In the tables are given lists of determined foraminifera with their quantitative participation in the sample. According to the characteristic microfossil communities have been defined stratigraphic levels which correspond to the individual sample. It was determined a total of 45 species of foraminifera from 98 samples. The most of them belongs to Lower Badenian (*Globigerinoides trilobus* and *Orbulina suturalis* Zone, 25 species), higher Lower Badenian (*Ammonia viennensis* and *Nonion commune* Zone, 23 species), Middle Badenian (*Pappina parkeri* Zone,

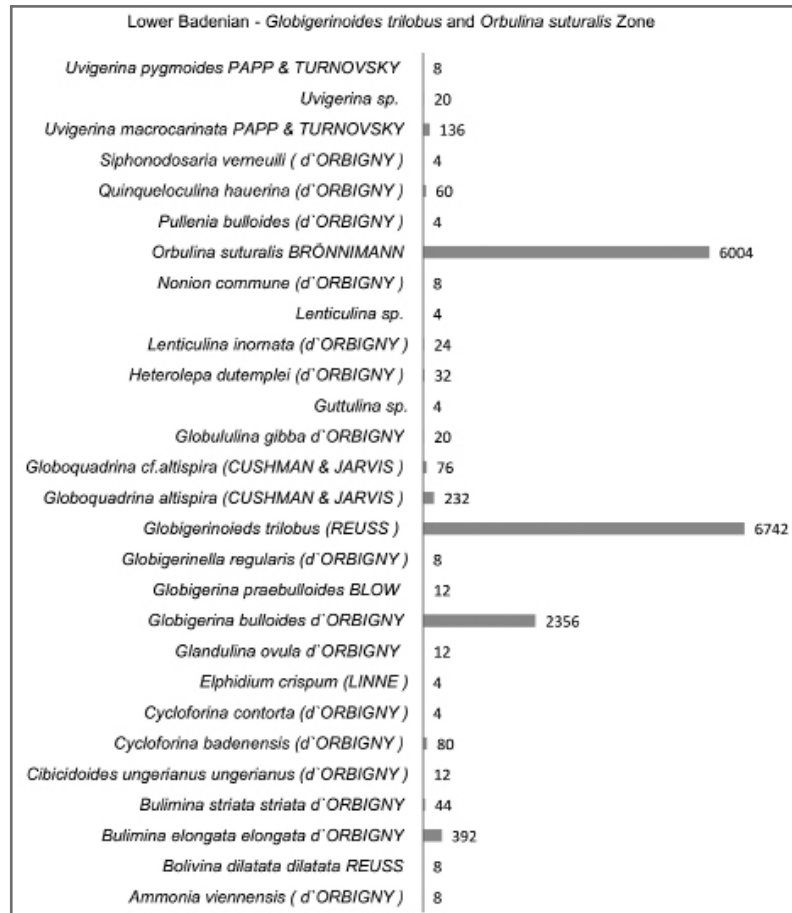
Tab. 3: Representation of foraminifera in the samples from 5 (50 m) to 15 (153 m).



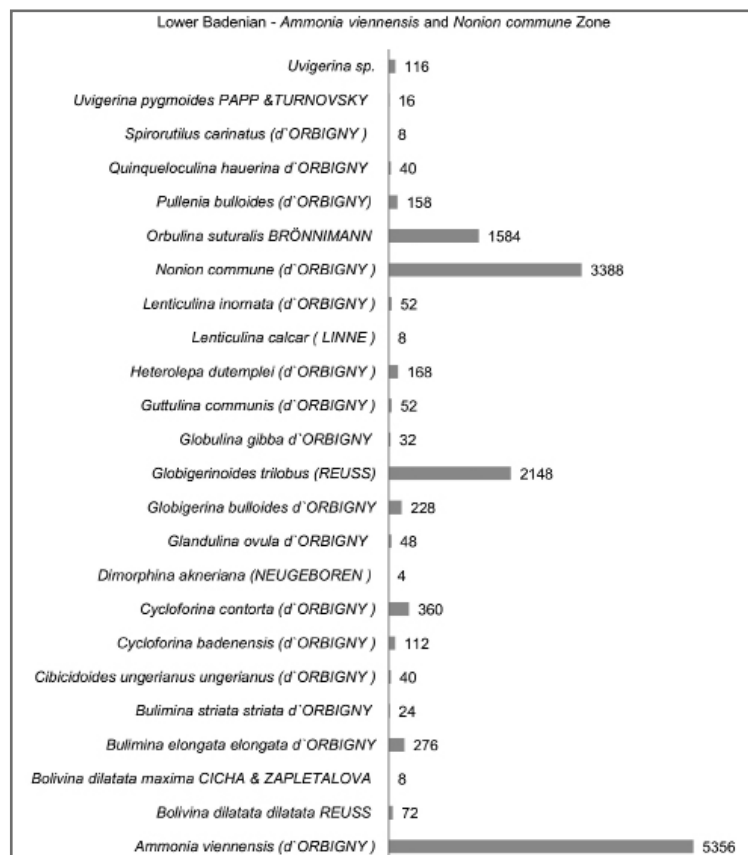
Tab. 4: Representation of foraminifera in the samples from 16 (153 m) to 20 (177.5 m).



Tab. 5: Representation of foraminifera in the samples from 21 (177.5 m) to 67 (409 m).



Tab. 6: Representation of foraminifera in the samples from 68 (409 m) to 98 (483 m).



8 species), Upper Badenian (*Bolivina dilatata maxima* Zone, 22 species), Lower Sarmatian (*Elphidium hauerinum* Zone, 2 species), Lower Sarmatian (*Porosonion granosum* Zone, 2 species). Quantitatively, foraminifera are the most represented in the Lower Badenian, and at least for the Lower Sarmatian. Based on the representation of foraminifera (Table 1) in samples from 1 (0 m) to 2 (28 m) has been defined stratigraphic level of Lower Sarmatian – *Porosonion granosum* Zone. The interval from 28 to 45 m (samples 3 and 4) is represented by Lower Sarmatian – *Elphidium hauerinum* Zone (Table 2). In the interval from 45 to 153 m (samples from 5 to 15) has been proved Upper Badenian – *Bolivina dilatata maxima* Zone (Table 3). According to the distribution of foraminifera in samples from 16 (153 m) to 20 (177.5 m) has been defined stratigraphic level of Middle Badenian – *Pappina parkeri* Zone (Table 4). The highest number of microfossils was registered in samples that belong to the Lower Badenian (interval from 177.5 to 483 m). Within this stratigraphic level were defined two zones: *Ammonia viennensis* and *Nonion commune* (older zone) and *Globigerinoides trilobus* and *Orbulina suturalis* (younger zone). The last named zone (Table 5) has been determined in the samples from 21 (177.5 m) to 67 (409 m) and the first named in the samples from 68 (409 m) to 98 (483 m) – Table 6.

Discussion

Previous studies of the upper part of the salt deposit Tetima was focused on their stratigraphic analysis. Petrović (1979/80) defined the Karpatian with two zones and the Lower Badenian with *Globigerinoides trilobus* Zone in the upper part of the salt formation. In the section of the borehole B-77 Ćorić et al. (2007) determined the Lower, Middle and Upper Badenian and Lower Sarmatian with appropriate foraminiferal zones and nannoplankton zones NN5 and NN6. Lower Badenian *Ammonia viennensis* and *Nonion commune* Zone and the older part of *Globigerinoides trilobus* and *Orbulina suturalis* Zone correspond to nannoplankton zone NN5. Thanks to our research for the first time was performed quantitative analysis of foraminifera in the salt deposit Tetima. It was observed that the number of species of foraminifera decreases from the Lower Badenian to the Lower Sarmatian (Fig. 3).

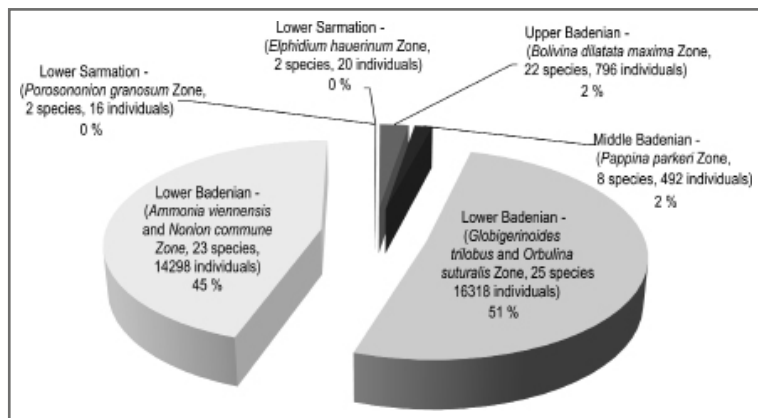


Fig. 3: Number of determined species and representation of foraminifera by stratigraphic levels.

Precisely defined stratigraphic zones with quantitative data on the participation of individual foraminifera enable reliable directing boreholes in the research and preparation of the exploitation of salt on the Tetima deposit.

of foraminifera varies considerably according to zones and by individual samples. Generally, it can be said that the number of individual foraminifera decreases from the Lower Badenian to Lower Sarmatian. The largest number of species and individuals of foraminifera is represented in Lower Badenian massive marls that are positioned in immediate overlying strata of the salt formation.

Conclusions

The characteristic microfossil communities in the section proved Lower, Middle and Upper Badenian and Lower Sarmatian stratigraphic levels. The Lower Badenian is divided into two zones: *Ammonia wiennensis* and *Nonion commune* (older one) and *Globigerinoides trilobus* and *Orbulina suturalis* (younger one). The Middle Badenian is represented by *Pappina parkeri* Zone while the Upper Badenian is represented by *Bolivina dilatata maxima* Zone. In the Lower Sarmatian are presented two zones: *Elphidium hauerinum* Zone on the basis and *Porosonion granosum* Zone in the top. Individual representation

References

- Čorić, S. – Vrabac, S. – Ferhatbegović, Z. – Đulović, I. (2007): Biostratigraphy of Middle Miocene Sediments from the Tuzla Basin (North-eastern Bosnia) Based on Foraminifera and Calcareous Nannoplankton. – Neogene of Central and South-Eastern Europe, 2, International Workshop, Joannea – Geologie und Paläontologie, 9, 21–23. Graz.
- Petrović, M. (1979/80): Biostratigrafski značaj srednjemiocenskih foraminifera iz bušotina Tuzlanskog bazena. – Geol. anali Balk. pol., 43/44: 155–203. Beograd.

KORYTOVÉ SEDIMENTY A GEOMORFOLOGICKÉ PROCESY VYSOKOGRADIENTOVÝCH TOKŮ VE FLYŠI MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYD

Bed sediments and geomorphological processes in high-gradient streams based in flysch of the Moravskoslezské Beskydy Mts.

Tomáš Galia, Václav Škarpich

Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF OU, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava-Slezská Ostrava; e-mail: tomas.galia@osu.cz

(25–23 Rožnov pod Radhoštěm, 25–24 Turzovka)

Key words: Silesian Unit, Moravskoslezské Beskydy Mts., high-gradient stream, bed sediments

Abstract

Lithology of bed sediments in high-gradient streams may affect grain-size parameters and, thus, bed morphology and sediment transport dynamics. Flysch character of bedrock with alternation of resistant sandstones and less-resistant claystones influenced geomorphic processes and bed sediments in Beskydian headwater channels. Generally, claystone members supplied streams by higher amounts of relatively finer clastic material. On the contrary, channels located in sandstone members (e.g. Godula Member) were prone to occurrence of exposed bedrock due to significantly lower sediment supply, except channel-reaches with evidence of debris-flow activity. Obtained trends of evaluated grain-size parameters (D_{90} and nominal index) in the stream longitudinal profiles pointed up on influence of claystone ratio in bed sediments and a character of sediment inputs. Significant presence of claystones in bed sediments of selected streams led to decrease in D_{90} percentile and nominal index D_n of bed surface material. On the other hand, sandstone sediment supply in high-gradient streams underlain by the middle part of the Godula Member did not show downstream coarsening or fining of bed sediments within stream longitudinal profiles and higher values of grain-size parameters were observed.

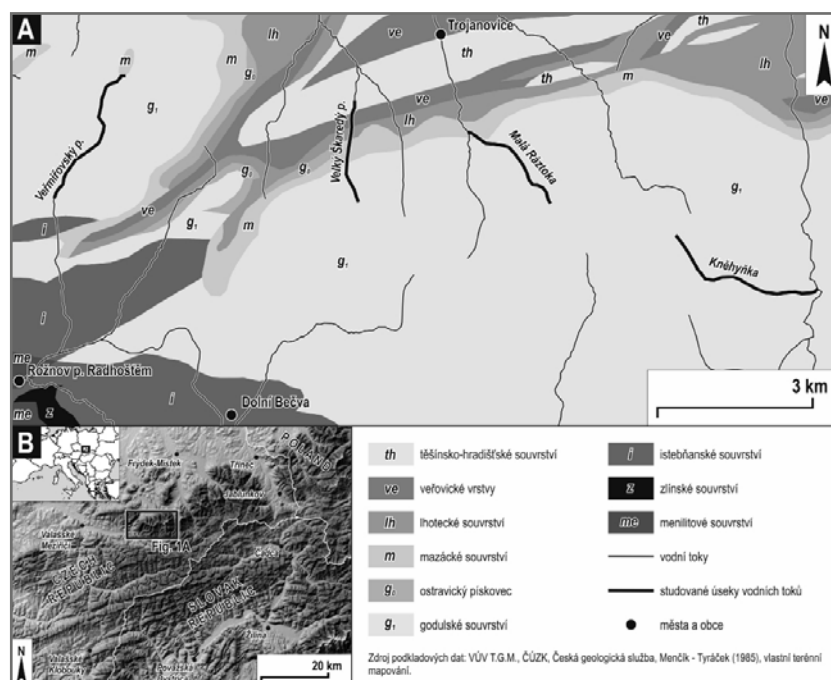
Úvod

Geologické predispozice ve smyslu zlomové tektoniky a mikrotektoniky, litologie a vrstvenatosti podložních hornin a v neposlední řadě i celkové výzdvihové či poklesové aktivity území výrazně ovlivňují korytotvorné procesy ve vodních tocích. Příkladem mohou být výrazné zálogy v podélných profilech toků, které jsou vázané

na oblasti s odolnou litologickou strukturou a naopak měkké horniny mohou výrazně urychlovat erozní činnost v údolních dnech. Dle Thompsona et al. (2006) může být podíl odolných hornin také jednou z predispozic výskytu určité korytové morfologie ve vysokogradientových tocích.

Pramenný vysokogradientový tok lze definovat jako tok I. či II. řádu Strahlerovy klasifikace s průměrným sklonem dna vyšším než 0,01 m/m (Thompson et al. 2006). Pro tyto segmenty říční sítě jsou charakteristické hrubé korytové sedimenty s různým podílem šterkové a balvanité frakce, časté výchozy skalního podloží v korytě, přímá dodávka sedimentů z přilehlých údolních svahů, interakce systému s dřevní hmotou a v neposlední řadě výrazně rozkolísaný režim průtoků (Montgomery – Buffington 1997).

Oblast Moravskoslezských Beskyd je tvořena flyšovými horninami, které lze obecně charakterizovat jako střídání vrstev jílovců a pískovců o různých mocnostech s akcesorickou příměsí dalších sedimentárních hornin. Tato stavba je vzhledem k závislosti na lokální energii reliéfu a úklonu vrstev náchylná ke vzniku hlubokých svahových deformací spojených s rozvolňováním hřbetních partií a poklesem jednotlivých bloků hornin, stejně jako k aktivaci mělkých



Obr. 1: Přehledová geologická mapa zájmové oblasti se znázorněnými zkoumanými toky (A) a pozice oblasti v rámci České republiky (B).

Fig. 1: Schematic geologic map of study area including evaluated streams (A) and position of the study area in the scope of Czech republic (B).

sesuvů (Pánek et al. 2010). V oblasti byla rovněž dokumentována recentní činnost blokovobahenních proudů v horních partiích údolí, ačkoliv vyšší četnost a objemy takto transportovaného materiálu jsou předpokládány spíše v období pleistocénu (Šilhán – Pánek 2010, Šilhán 2011).

Cílem této studie je na čtyřech příkladech popsat vývoj zrnitostních parametrů a celkové fungování vysokogradientových toků v souvislosti s jejich vazbami na geologické predispozice. V rámci této studie je kladen důraz na litologii korytových sedimentů, nicméně do komplexní analýzy vstupuje i orientace podložních vrstev a výše zmíněné geomorfologické procesy vázané na flyšový charakter zájmového území.

Metodická východiska

Na celkově 36 korytových úsecích vybraných vysokogradientových toků Radhošské hornatiny (obr. 1) Kněhyňce (8 úseků), Malé Ráztoce (8 úseků), Velkém Škaredém potoce (12 úseků) a Veřmiřovském potoce (8 úseků) byla provedena analýza dnových sedimentů náhodným odběrem sta klastů metodou dle Wolman (1954). U jednotlivých klastů byla určena také jejich litologie. Sledovaly se velikostní parametry v podobě 90. percentilu zrnitostního rozložení D_{90} v cm a průměrná hodnota indexu velikosti klastu D_n dle Bunte – Abt (2001):

$$D_n = (a \cdot b \cdot c)^{1/3},$$

kde a , b a c jsou délky os klastu v milimetrech. Percentil D_{90} byl zvolen vzhledem k významu hrubé frakce na proudění v bystřinných korytech a na tvorbě stupňovité morfologie, jež je pro tento typ toku typická (Zimmermann 2010, Chiari – Rickenmann 2011). Průměrná hodnota indexu velikosti klastu D_n zastupuje frakci vymezenou percentilem D_{50} a zohledňuje všechny tři osy klastu, zatímco klasické percentily D_{50} či D_{90} vycházejí pouze z délek prostředních os. Dále byl zhodnocen relativní podíl měkkých a tvrdých hornin u dnových sedimentů jejich početním zastoupením v analyzovaném souboru, kdy se za měkké horniny považovaly rozpadavé jílovce, do kterých bylo možno rýpnout nehtem. Tvrdé horniny byly pískovce o různé zrnitosti.

Za korytový úsek byla považována část toku s relativně homogenní korytovou morfologií a charakterem dnových sedimentů o délce 10–20násobku šířky toku (Montgomery – Buffington 1997). Zpravidla se v našem případě jednalo o úseky dlouhé okolo 50 m, jejichž prostorové rozmístění bylo vybíráno právě s ohledem na výraznější změnu v korytové morfologii v rámci průběhu toku a vzdálenost mezi jednotlivými hodnocenými úseky se tak pohybovala v rozmezí 100–400 m. Většina hodnocených korytových úseků se nachází v prostředí nejodolnějšího, převážně pískovcového godulského souvrství Slezské jednotky, budoucího hlavní hřbetní partie Moravskoslezských Beskyd. V případech, kdy v korytě lokálně vystupovalo skalní podloží, byly zdokumentovány sklony a orientace vrstev a jejich mocnosti. V jednotlivých

Tab. 1: Rozsah parametrů zkoumaných toků v rámci n hodnocených korytových úseků.
Tab. 1: Variability of observed parameters of n evaluated channel-reaches.

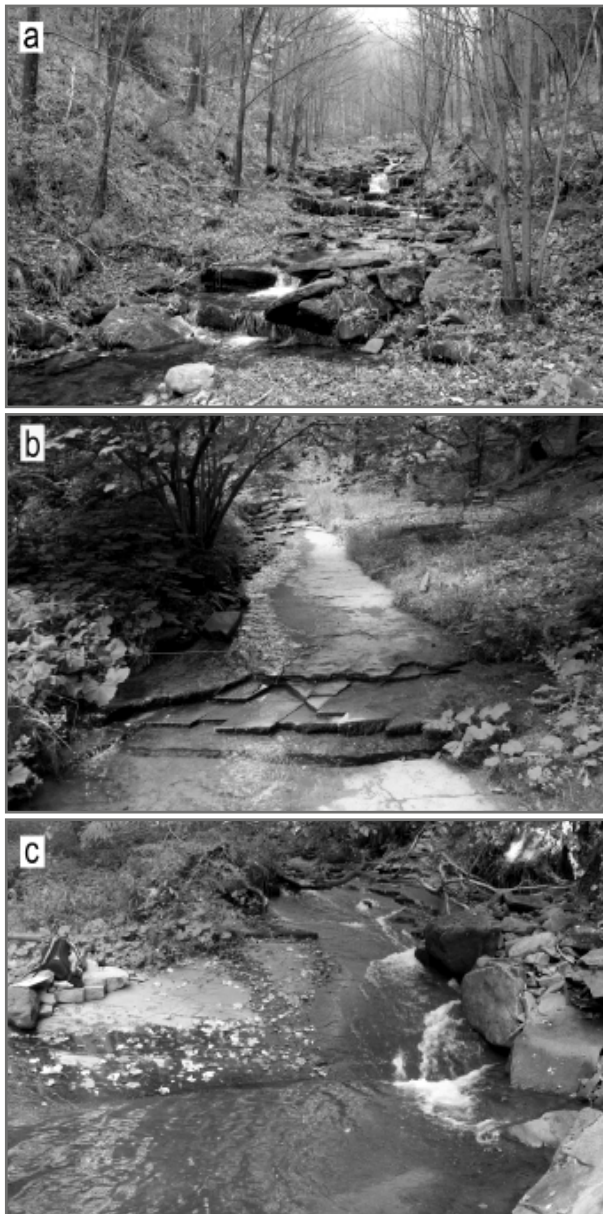
	Úseky (n)	L (km)	A (km ²)	S (m/m)	D ₅₀ (mm)	D ₉₀ (mm)	D _n	D _i (%)	Orientace
Kněhyňka	8	2,5	0,22–2,68	0,08–0,40	43–65	166–261	69–84	0–1	Subsekventní
Malá Ráztočka	8	2,2	0,20–2,20	0,06–0,38	43–50	144–207	57–69	0–20	Obsekventní
Velký Škaredý potok	12	2,0	0,03–1,06	0,06–0,70	40–53	111–190	49–71	3–18	Obsekventní
Veřmiřovský potok	8	2,7	0,10–6,08	0,03–0,31	35–50	80–203	44–60	0–26	Konsekventní

zkoumaných korytových úsecích byly rovněž posouzeny vlivy geomorfologických procesů, například výskyt recentních blokovobahenních proudů, aktivita sesuvné činnosti a byla zhodnocena celková intenzita transportu materiálu v korytovém systému. Toky a hodnocené úseky byly vybírány rovněž s ohledem na minimální zásahy člověka do říčního systému, nicméně přehrážky se vyskytovaly na dolní části zkoumaného profilu Malé Ráztočky a Veřmiřovského potoka. Shrnutí zkoumaných parametrů přináší tabulka 1, která mimo zrnitostních parametrů (D_{50} , D_{90} , D_n) a orientace toků vůči sklonu vrstev v podloží podává informace také o celkové délce studovaného podélného profilu toků (L), plochách povodí nad sledovanými úseky (A) a rozsahu průměrného sklonu dna (S) v hodnocených korytových úsecích.

Výsledky

Povodí Kněhyňky je jako jediné založeno pouze ve vlastních godulských vrstvách, a to převážně v jejich středním členu s převahou silně lavicovitých pískovců a podružnými vložkami jílovců. U některých úseků koryt Malé Ráztočky a Veřmiřovského potoka se v podloží vyskytuje také mazácké souvrství, které je litologicky tvořeno výlučně červenohnědými a zelenohnědými málo odolnými jílovcy. Specifické geologické podloží má povodí Velkého Škaredého potoka, jehož pramenná oblast se nachází ve středním členu godulských vrstev a koryto toku následně protíná vrstvy s dominantním postavením jílovců: (i) mazácké souvrství, (ii) lhotecké souvrství, (iii) veřovické vrstvy a (iv) nejsvrchnější část těšínsko-hradištského souvrství (Menčík et al. 1983, Čtyřoký – Stráník 1995). Většina délky sledovaného podélného profilu Malé Ráztočky a Velkého Škaredého potoka je založena na čelech godulského souvrství (obsekventní směr), přičemž, zvláště v korytě Malé Ráztočky, tvoří lavice odolného godulského pískovce morfologicky výrazné stupně. Ty jsou důležitými drsnostními prvky podílejícími se na rozptylu energie proudění. Směr hlavního toku Veřmiřovského potoka je naopak predisponován na vrstevních plochách (konsekventní směr), kdy v případě lokálního výskytu skalního koryta (sensu Montgomery – Buffington 1997) podobné výrazné stupňovité struktury postrádáme. Podélný profil toku Kněhyňky se z velké části nachází v podmínkách ve směru kolmém na směr úklonu vrstevních ploch (subsekventní směr) a morfologie skalního dna je v případě jeho výskytu blíže podobná situaci na Veřmiřovském potoce (obr. 2).

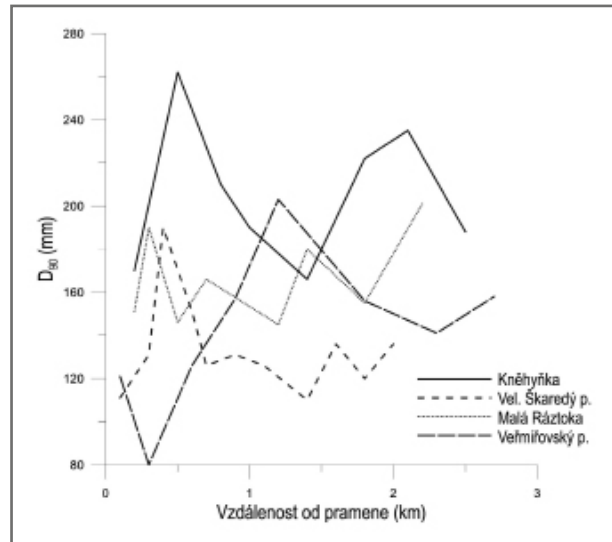
Sledovaná povodí toků Kněhyňky, Velkého Škaredého potoka a v menší míře i Malé Ráztočky byla v minulosti ovlivněna činností blokovobahenních proudů, kdy v prve jmenovaném se na ř. km 0,8–1,1 nachází rozsáhlé aku-



Obr. 2: Morfologie vystupujícího skalního dna (pískovce godulských vrstev) v korytě: a – Malé Ráztoky; b – Veřmiřovského potoka; c – Kněhyňky.

Fig. 2: Bedrock-channel morphology (Godula sandstone) at: a – Malé Ráztoka; b – Veřmiřovský potok; c – Kněhyňka.

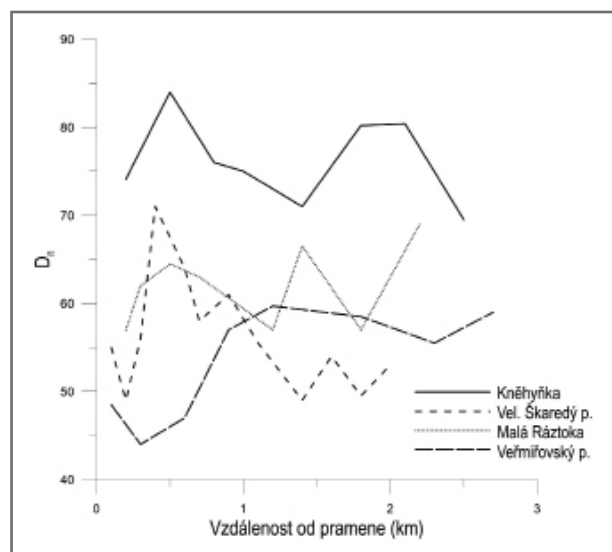
mulace těchto proudů a za běžných průtoků údolní dno dokonce postrádá povrchový tok. Pro korytový segment Velkého Škaredého potoka je od ř. km 0,6 typická vysoká dotace sedimentů z břehových nátrží díky stržovému charakteru údolního dna a převažujícímu nestabilnímu jílovcovému podloží. Naopak u toku Malé Ráztoky se projevuje dlouhodobý deficit přísunu klastického materiálu do toku a téměř na polovině délky sledovaného podélného profilu se objevuje vystupující skalní podloží. Progresivní současné zahlubování je pozorované i u Veřmiřovského potoka, kde se místy rovněž objevují úseky se skalním dnem. Tento trend mohou v současné době urychlovat i přítomné přehrážky zachytávající splaveniny a následný efekt tzv. hladové vody (sensu Kondolf 1997).



Obr. 3: Poproudové trendy indexu D_{90} korytových sedimentů sledovaných toků.

Fig. 3: Downstream trends of bed sediments D_{90} indices of evaluated streams.

Vývoj trendů průměrné hodnoty indexu velikosti klastů D_n a hrubé frakce sedimentů D_{90} v podélných profilech bystřin dokumentují obrázky 3 a 4. Tok Kněhyňky disponuje nejhrubším korytovým sedimentem dle obou sledovaných parametrů. Tato skutečnost vyplývá z polohy bystřinného koryta ve středním členu godulských vrstev s dominancí hrubě lavicovitých pískovců téměř bez jílovcových proložek a jejich trvalou dodávkou do celého podélného průběhu toku z akumulací blokovobahenních proudů a menších nátrží. U nižších pozorovaných hodnot sledovaných parametrů Malé Ráztoky se projevuje vliv často vystupujícího skalního podloží spodního a středního členu godulských vrstev zejména mezi ř. km 0,5 a 1,5 a nedostatek aktivních zdrojnic sedimentů v těchto úsecích.



Obr. 4: Poproudové trendy průměrné hodnoty indexu velikosti korytových sedimentů D_n sledovaných toků.

Fig. 4: Downstream trends of bed sediments mean values of nominal index D_n of bed sediments of evaluated streams.

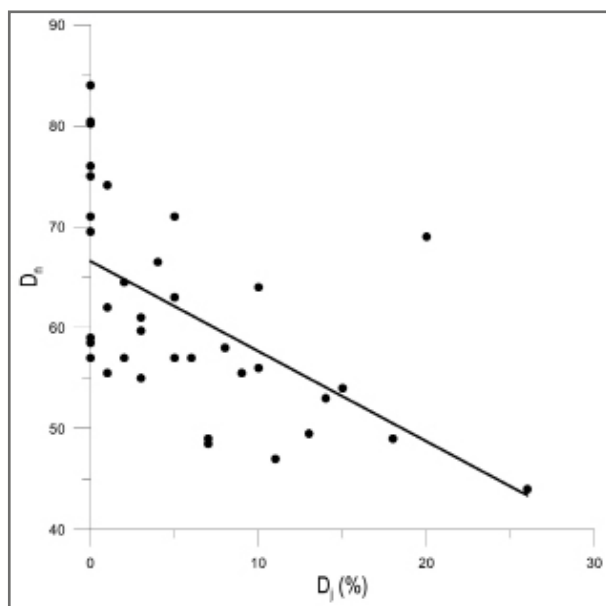
Samotné skalní podloží ve formě vystupujících pískovcových lavic zapadajících proti směru proudění je poměrně odolné vůči fluvialní erozi a nemůže být chápáno jako aktivní zdrojnice materiálu. Pramenná oblast Veřmiřovského potoka se vyznačuje převahou relativně drobnějších frakcí pocházejících z tenčích lavic pískovců godulských vrstev a místy také z jílovců mazáckého souvrství. Níže po toku se (viz obr. 3 a obr. 4) projevuje hrubnutí sedimentů vzhledem k zahlubovacímu trendu bystřiny a také zřejmě k dotaci materiálu z hruběji lavicovitých godulských vrstev. Dobře interpretovatelná situace je u Velkého Škaredého potoka, kdy se nápadným poklesem percentilu D_{90} i průměrnou hodnotou indexu velikosti klastů D_n jasně projevují bohaté dotace drobněji rozpadavých jílovců od cca ř. km 0,5 až po dolní závěrečný profil. Nejvyšší hodnoty zrnitostních parametrů proto pozorujeme v pramenné oblasti tohoto toku v ř. km 0,0–0,5, kde se v podloží nacházejí vlastní godulské vrstvy v hrubě lavicovitém pískovcovém vývoji.

Množství jílovců v dnových sedimentech ovlivňují průměrné velikostní parametry korytových sedimentů, kdy jílovcové klasty rychleji podléhají mechanickému rozpadu na menší částice. Tato závislost však není nijak významná ($R^2=0,32$), pokud ji vyjádříme lineárním trendem na základě relativního podílu jílovců v korytovém sedimentu D_j a průměrné hodnotě indexu velikosti klastu D_n z měření ve všech hodnocených korytových úsecích (obr. 5):

$$D_n = -0,088D_j + 6,65.$$

Ještě o něco nižší je záporná korelace mezi obsahem jílovců v korytových sedimentech a D_{90} zrnitostním percentilem ($R^2=0,29$):

$$D_{90} = -0,32D_j + 17,74.$$



Obr. 5: Vyjádření lineární závislosti průměrné hodnoty indexu velikosti klastu D_n na relativním podílu jílovců D_j v korytových sedimentech.

Fig. 5: Linear correlation between mean values of nominal index D_n and relative claystone proportion D_j in bed sediments.

Diskuze a závěry

Z pozorování na sledovaných tocích a zjištěných závislostí vyplývá, že samotný obsah jílovců v korytových sedimentech má přímý vliv na velikostní parametry sedimentů. Nepřímé vlivy lze charakterizovat větší náchylností jílovcových vrstev k tvorbě břehových nátrží a mělčích svahových deformací, z čehož vyplývají bohatší dotace sedimentů pro korytový segment. Tato skutečnost se projevila v průběhu Velkého Škaredého potoka, kdy jsou pozorovány výrazně nižší hodnoty percentilu D_{90} a indexu velikosti klastů D_n v úsecích s jílovcovým podložím a naopak tok Kněhyňky v podstatě bez zjištěných měkkých jílovců v korytových sedimentech vykázal absolutně nejvyšší hodnoty zrnitostních parametrů.

Samotné godulské vrstvy, zvláště jejich střední člen, jsou složeny téměř výhradně z hrubě lavicovitých relativně odolnějších pískovců a větší dotace sedimentů jsou vázány pouze na občasný výskyt blokovobahenních proudů v úsecích koryt s nejvyššími hodnotami sklonu, případně na ústí strží. Hluboké svahové deformace ovlivňují spíše směr toku a jeho podélný profil a na donáse sedimentů se tedy podílejí nepřímě. V tocích založených v těchto odolnějších polohách se tak často setkáváme s vystupujícím skalním dnem, pokud se objemy dotací sedimentů do korytového segmentu nepřiblíží potenciální transportní kapacitě toku (Montgomery – Buffington 1997). Přitom je tato situace nezávislá na orientaci toku vzhledem ke sklonu vrstev. S vystupujícím skalním podložím se běžně setkáváme na všech tocích s nižšími dotacemi sedimentů. Nelze také opomenout obecný vztah mezi aktivním zahlubováním toků a hrubnutím sedimentů, jenž je popisován i z beskydské oblasti (Hradecký – Děd 2008, Škarpich et al. 2010).

V případě kontinuální dodávky sedimentů do toku a relativně homogenního geologického podloží na příkladu Kněhyňky není možné hovořit u vysokogradientových toků o jednotném trendu zjemňování či hrubnutí korytových sedimentů po proudu toku. Stejnou situaci mimo Moravskoslezských Beskyd (Hradecký – Příbyla 2007, Škarpich et al. 2010) pozorujeme např. i v alpské oblasti (Vianello – D'Agostino 2007).

Poděkování

Příspěvek vznikl za podpory interního grantu Ostravské univerzity SGS4/PřF/2012. Autoři srdečně děkují oběma recenzentům, jmenovitě Danielu Nývltovi a Pavlu Roštínskému, za cenné připomínky, jež výrazně přispěly ke zkvalitnění tohoto příspěvku.

Literatura

- 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. – 1–428, Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.
- Čtyroký, P. – Stránil, Z. (1995): Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení západních Karpat – Věstník Českého geologického ústavu, 70, 3, 67–72.
- Hradecký, J. – Příbyla, Z. (2007): Zdroje a parametry dnových sedimentů bystrinných toků Moravskoslezských Beskyd (na příkladu toku Tyra). – In: Geomorfologický sborník 6, 18–19, Ostravská univerzita v Ostravě, Ostrava.
- Hradecký, J. – Děd, M. (2008): Současné trendy v zrnitostním složení sedimentů štěrkových lavic toků Moravskoslezských Beskyd – příkladová studie Sihelský potok. – Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku v roce 2007, 15, 19–23. Brno.
- Chiari, M. – Rickenmann, D. (2011): Back-calculation of bedload transport in steep channels with a numerical model. – Earth Surface Processes and Landforms, 36, 805–815.
- Kondolf, G. M. (1997): Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. – Environmental Management, 21, 533–551.
- 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. – Ústřední ústav geologický, Praha, 307 s.
- Menčík, E. – Tyráček, J. (1985): Přehledná geologická mapa Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny, 1 : 100 000. – Ústřední Ústav Geologický, Praha.
- Montgomery, D. R. – Buffington, J. M. (1997): Channel-reach morphology in mountain drainage basins. – GSA Bulletin, 5, 596–611.
- Pánek, T. – Hradecký, J. – Míňár, J. – Šilhán, K. (2010): Recurrent landslides predisposed by fault-induced weathering of flysch in the Western Carpathians. – In: Calcaterra, D. – Parise, M. (eds): Weathering as a Predisposing Factor to Slope Movements. ISBN: 978-1-86239-297-7.
- Šilhán, K. (2011): Dendrogeomorfologická analýza časové dotace sedimentů do vysokogradientového toku (příkladová studie Satina; Moravskoslezské Beskydy). – Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku v roce 2011, 64–67.
- Šilhán, K. – Pánek, T. (2010): Fossil and recent debris flows in medium-high mountains (Moravskoslezské Beskydy Mts., Czech Republic). – Geomorphology, 124, 238–249.
- 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 Slezsku v roce 2010, 199–204.
- Thompson, C. J. – Croke, J. – Ogden, R. – Wallbrink, P. (2006): A morpho-statistical classification of mountain stream reachtypes in southeastern Australia. – Geomorphology, 81, 43–65.
- Vianello, A. – D'Agostino, V. (2007): Bankfull width and morphological units in an Alpine stream of the Dolomites (Northern Italy). – Geomorphology, 83, 266–281.
- Wolman, M. G. (1954): A method of sampling coarse bed material. – American Geophysical Union, 36, 951–956.
- Zimmermann, A. (2010): Flow resistance in steep streams: An experimental study. – Water Resources Research 46, W09536, doi:10.1029/2009WR007913.

PÍSEČNÍK U JAVORNÍKU – DRUMLIN SE ZACHOVALOU SUKCESÍ SUBGLACIÁLNÍCH A SUPRAGLACIÁLNÍCH SEDIMENTŮ

Písečník Hill near Javorník – drumlin with preserved subglacial and supraglacial succession of sediments

Martin Hanáček¹, Daniel Nývlt^{2,3}, Slavomír Nehyba¹

¹Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno; e-mail: HanacekM@seznam.cz

²Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno

³Geografický ústav, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno

(04-44 Javorník)

Key words: drumlin, subglacial sediments, lodgement till, boulder lag, supraglacial sediments, ice-cored moraine, dead-ice moraine, clast petrology and provenance, Javorník, Sudetes

Abstract

Písečník Hill (288 m a. s. l.) is an isolated elevation located near the Javorník town close to the NE foothill of the main ridge of the Rychleby Mts. (Eastern Sudetes). It has a shape of a ridge elongated in the SE–NW direction, made of compacted Miocene sands covered by Pleistocene tills and glaciofluvial sediments. These glacial sediments have been deposited during the Elsterian glaciation (MIS 12) according to the Northern European stratigraphical scale. The presented study is targeted on glacial deposits and the interpretation of the evolution of the Písečník Hill linked to continental glaciation. Facies description has been supplemented by petrographical analyses of the gravel fraction 16–64 mm. The glacial sequence is composed of five members. The first one is a lodgement till (Jk1) with a basal boulder lag, which followed the erosional phase producing elongated scours. Glacitectonic features, such as plucking of underlying Miocene sands and formation of rip-up clasts could be seen in the lodgement till unit. Boulder lag with boulders up to 2 m long originated by blocking of large clasts in compact, plastic, unlithified basement. The second member (Jk2) is a massive to weakly stratified gravely sand, which filled a shallow depression in the lodgement till. These sediments originated by reworking of underlying till material. Members Jk1–Jk2 have been deposited in subglacial environment. Both members are equivalent from the viewpoint of petrological composition – they both contain predominantly local Gieraltow gneiss. The third member (Jk3) is a coarse grained to bouldery gravel. The fourth member (Jk4) is made of a fine layer of laminated sand. The last member (Jk5) is a sandy gravel with gently sloping flat clasts. Members Jk3–Jk5 are interpreted as supraglacial sediments deposited with the ice-cored moraine environment. They are rather polymictic from petrological point of view, as they contain material of diverse provenance originating from different parts of the glacier. The clasts are also more variable in roundness with higher content of rounded to well-rounded clasts (“englacial egg gravel facies”). The Písečník Hill represents a drumlin with a core composed of plastic Miocene sand. Features described in the glacial sequence show on the active glacial movement (in subglacial environment), as well as the subsequent decay starting from the ice-cored moraine to the final disappearance of the dead-ice moraine. The drumlin orientation documents the ice sheet advance from the NE.

Úvod a metodika

Písečník (288 m n. m.) je izolovaná elevace ležící 600 m s. od Javorníku při sv. úpatí hlavního hřebene Rychlebských hor (obr. 1). Má tvar hřbetu dlouhého ~0,5 km a protáhlého ve směru SV–JZ. Je tvořen relativně kompaktními miocenními písky (Pouba 1996), překrytými pleistocenními tily a glaciofluviálními písky a šterky. Uvedené sedimenty jsou odkryty v malé pískovně na vrcholu hřbetu. Doposud byly ledovcové uloženiny na Písečníku studovány hlavně petrograficky (Pecina et al. 2005, Sikorová et al. 2006) a podle svého strukturního a texturního charakteru interpretovány jako supraglaciální melt-out tilly (Růžičková et al. 2003). Paleogeograficky leží studované ledovcové uloženiny v okrajové zóně pleistocenního kontinentálního zalednění a stratigraficky jsou kladeny do mladšího elsterského zalednění (Pecina et al. 2005). Tento příspěvek se zaměřuje na rozšíření interpretace depozičního prostředí ledovcových uloženin na Písečníku a rekonstrukci vývoje celé elevace během zalednění.

Pískovna je dnes téměř zavezená skládkou a studium je možné pouze v zachovalé západní stěně, ke které se vztahují i výsledky předkládaného výzkumu. Pouze část informací pochází z již nepřístupné východní stěny. Sedimenty



Obr. 1: Rozsah kontinentálního zalednění v předpolí Rychlebských hor, Zlatohorské vrchoviny a Jeseníků během druhého elsterského glaciálu. Šedě: kontinentální ledovec, bíle: nezaledněná oblast. Výřez: interval vrstevnic – 10 m. Tečkovaná linie: tvar drumlinu.

Fig. 1: Northern European ice sheet extent in grey in the forefield of the Rychleby Mts., Zlaté Hory Highlands and Jeseník Mts. during the Elsterian glaciation (MIS 12); nn-glaciated are in white. Contour intervals of 10 m in the inset. Dotted line: drumlin shape.

byly popisovány makroskopicky a v zakresleném profilu (obr. 2g) jsou rozlišeny zrnitostně podle největších klastů. Vzorky pro valounové analýzy byly odebírány z profilu pomocí lopatky a normalizovaného síta. Zkoumána byla frakce 16–64 mm v b-ose pro své reprezentativní zastoupení v sedimentech a dobrou petrografickou určitelnost klastů v tomto velikostním rozmezí. Orientačně byla analyzována i balvanitá frakce (61 klastů nad 256 mm v b-ose), ale v jejím případě se analýza vztahuje na celý vrstevní sled a nikoliv na některý z vymezených členů. Původ klastů byl určován podle geologických map Javornického výběžku a jejich vysvětlivek (Svoboda et al. 1961, Pouba et al. 1962, Sawicki 1995) a podle Gáby a Peka (1999) a Hesemanna (1975). Zaoblení bylo stanoveno podle Powerse (1953).

Litofaciální vývoj sedimentů

V západní stěně pískovny je odkryt neúplnější sled všech sedimentů (obr. 2a). Miocenní písky jsou bělošedé až nahnědlé, jemnozrnné až hrubozrnné, špatně vytříbené a relativně kompaktní. Obsahují příměs štěrčiku a drobného šterku s klasty světlých rul. Ledovcové sedimenty nasedají na podloží s velmi výraznou výmolvou erozní bází. Litologicky jsou tvořeny pěti členy, označenými kódy Jk1–Jk5.

Člen Jk1 představuje masivní šterkovitopísčité diamikton v bezprostředním nadloží miocenních písků. Vyznačuje se značně proměnlivou mocností (~10–80 cm) a v profilu vytváří dvě mocnější tělesa: Jk1a – diamikton vyplňující hlubokou erozní depresi a Jk1b – diamikton vyplňující sousední mělkou depresi.

Diamikton Jk1a začíná polohou velkých klastů, běžně dlouhých ~15–25 cm a často subvertikálně orientovaných (obr. 2b). Nad bazální nejhrubší polohou se diamikton zjemňuje a hojně obsahuje klasty s délkou do 5 cm. Převládá podpurná struktura hrubozrnně písčité základní hmoty. Vyskytují se útržky podložních miocenních písků velké až 30 cm (šipka na obr. 2b). Místy se objevuje podpurná struktura šterkových klastů, která je charakteristická pro bazální nejhrubší polohu. Diamikton Jk1a je mocný ~80 cm.

Diamikton Jk1b neobsahuje bazální nejhrubší polohu, největší klasty jsou dlouhé ~15 cm. Mocnost dosahuje max. 50 cm. V sedimentu se objevuje několik typů zrnitostních struktur (obr. 2c):

I (podpurná struktura hrubozrnně písčité základní hmoty, 10 % klastů do 3 cm, ojediněle klasty dlouhé ~10 cm).

II (podpurná struktura středno-hrubozrnně písčité základní hmoty, ojedinělé klasty do 5 cm).

III (podpurná struktura klastů dlouhých ~3–10 cm).

IV (podpurná struktura jemně písčité základní hmoty, velmi podobné miocenním pískům, hojnost klastů dlouhých ~3–10 cm).

V (podpurná struktura jemně písčité základní hmoty s ojedinělými klasty do 5 cm).

VI (podpurná struktura hrubozrnně písčité základní hmoty, příměs štěrčiku, hojnost klastů nad 5 cm).

VII (podpurná struktura hrubozrnně písčité základní hmoty, příměs štěrčiku, výjimečně klasty dlouhé až 15 cm).

Ojediněle se objevují znaky vyvlékání miocenních písků do diamiktonů (obr. 2d). Nepřítomnost velkých

klastů na bázi diamiktonu Jk1b je spíše výjimkou, protože jinak byla prokázána i ve východní stěně pískovny (obr. 2e). Přímo na miocenním podloží mnohdy spočívají balvany o velikosti ~25–120 cm. Vůbec největší balvan tohoto horizontu má rozměry 200 × 140 × 115 cm a ležel také bezprostředně na miocenních pískách mezi členy Jk1a a Jk1b v západní stěně (viz obr. 80 v práci Růžickové et al. 2003).

Člen Jk2 je špatně vytříbený sediment tvořený směsí hlavně hrubozrnného písku, štěrčiku a šterku s velikostí klastů mezi 0,5 a 1,5 cm. Větší klasty (5 cm) jsou zastoupeny z ~2–5 %. Hojně se objevují útržky podložních miocenních písků. Spodní část tohoto členu (Jk2a) má masivní texturu nebo místy slabě patrné šikmé zvrstvení. Ve svrchní části (Jk2b), spočívající nad nevýrazným šterkovým horizontem, je zvrstvení stále zřetelnější a v nejvyšší části tohoto členu se již jedná o jasně šikmo zvrstvené středno-hrubozrnné písky s příměsí štěrčiku (obr. 2f).

Člen Jk3 tvoří poloha hrubozrnného až balvanitého šterku s hojnými klasty o délce až 30 cm (obr. 2f). Probíhá jen levou polovinou profilu. Podpurnou strukturu tvoří hrubě písčité základní hmota a štěrčik. Ploché klasty jeví horizontální uložení, izometrické klasty jsou uspořádány chaoticky. Mocnost šterkové polohy činí ~30 cm.

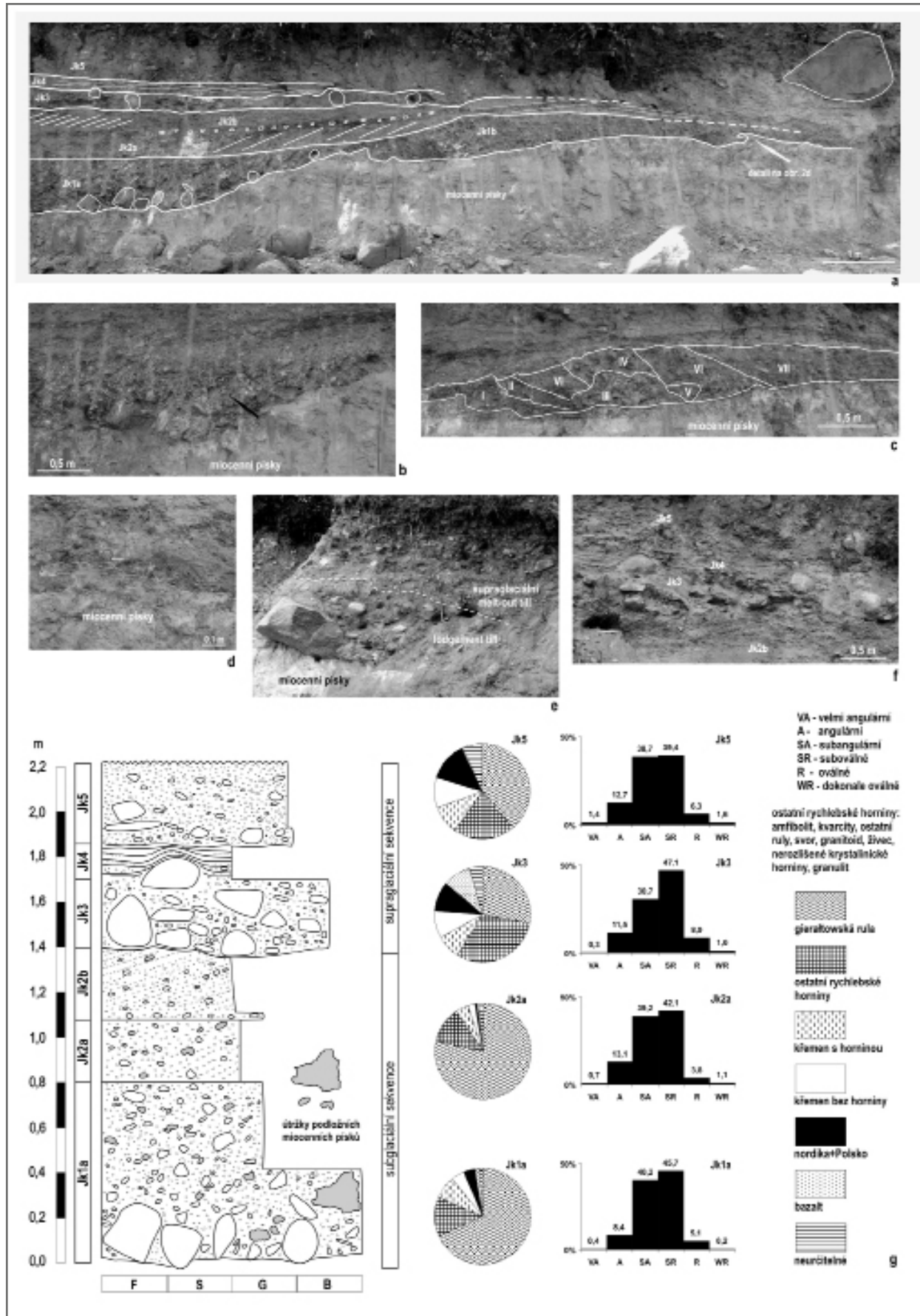
Člen Jk4 je zvlněně laminovaný set středno- až hrubozrnného písku a štěrčiku, s příměsí větších šterkových klastů. Hrubší polohy zaujímají spodní polovinu setu, svrchní polovina je písčitéjší. Laminace zřetelně kopíruje elevační tvar velkých klastů podložního členu (obr. 2f).

Člen Jk5 nasedá na podloží se slabě zvlněnou erozní bází. Jedná se o písčité šterk s hojností klastů velkých ~0,5–1 cm a s ~5–10 % klastů nad 5 cm délky (obr. 2f). Největší klast je dlouhý 25 cm. Hrubé klasty jsou více koncentrovány při bázi členu. Podpurnou strukturu tvoří hrubozrnně písčité základní hmota a štěrčik. Textura je masivní, pouze ploché klasty jsou mírně ukloněny. Zachovaná mocnost členu činí ~40 cm, celková mocnost není známa.

V pravé části západní stěny nejsou členy Jk3 a Jk4 přítomny. Sediment zde odpovídá členu Jk5, s největším klastem dlouhým min. 140 cm (pravý okraj obr. 2a). Vyznění šterkové i nadložní písčité polohy je bohužel zastřeno destrukcí profilu ve střední části stěny.

Petrografie a provenience šterkových klastů a balvanů

Ve šterkové frakci je hlavní horninou bělošedá až načervenalá dvojslídlná rula tvořící ~28–78 % valounů (tab. 1) a zastoupená několika texturními typy. Nejhojnějším je typ s výraznou foliací tvořenou střídáním křemen-živcových a slídových pásků (~17–46 %), dále se vyskytují typy s nezřetelnou foliací, okatou nebo vzácně stébelnatou texturou, jemnozrnné velmi slabě usměrněné typy a hrubozrnné typy. Tyto horniny odpovídají gierałtowské rule (Svoboda et al. 1961). Dále se pravidelně vyskytují klasty amfibolitů, grafitického kvarcitu, dalších typů rul, šedých muskovitických kvarcitů, živcových kvarcitů a dvojslídlných nebo muskovitických, někdy granátických svorů. Ojediněle se objevují klasty bělošedého granulitu. Klasty šedých granitoidů, které by mohly pocházet z variských granitoidních masivů v okolním krystaliniku, jsou velmi vzácné. Skladba klastů metamorfítů odpovídá litologii hlavního hřebene



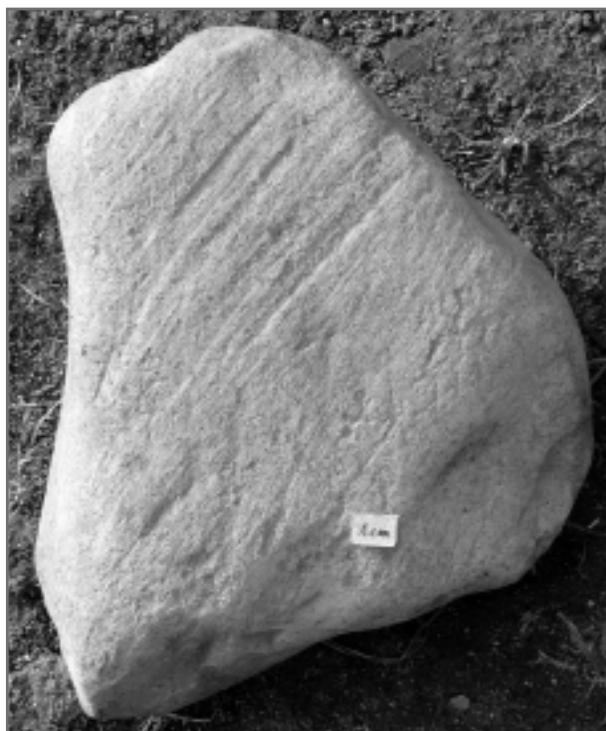
Obr. 2: Sedimentární architektura západní stěny písečkovny na Písečníku, profil studovanými sedimenty, grafy petrografického složení a zaoblení štěrkových klastů.

Fig. 2: Sedimentary architecture of the western wall of the sandpit on the Písečník Hill including the logged section and graphs of petrographical composition and roundness of gravel clasts.

Tab. 1: Petrografické a provenienční složení štěrkových klastů.
Tab. 1: Petrographical and provenance composition of gravelly clasts.

	petrografické typy klastů	Jk1a %	Jk2a %	Jk3 %	Jk5 %
rychlebské horniny	bělošedá a růžová rula	68,08	78,26	28,19	38,50
	amfibolit	2,38	0,54	7,93	2,82
	grafitický kvarcit	2,04	4,17	5,29	5,32
	ostatní ruly	1,87	2,72	5,73	2,35
	ostatní kvarcity	1,02	-	1,76	1,88
	svor	0,85	0,36	3,52	2,35
	granulit	0,34	-	-	-
	bělošedý granitoid	0,17	-	0,22	0,47
	izolovaný šedý K-živce	-	-	-	0,31
	nerozliš. krystalinické horniny	4,92	4,89	6,17	5,63
<i>rychlebské horniny celkem</i>	<i>81,67</i>	<i>90,94</i>	<i>58,81</i>	<i>59,63</i>	
Polsko	sudetský porfyr	-	-	-	0,63
	silicit	-	-	0,22	0,47
	<i>polské horniny celkem</i>	<i>-</i>	<i>-</i>	<i>0,22</i>	<i>1,10</i>
nordika	krystalinické horniny	2,38	0,72	7,49	8,14
	pískovce a slepence	1,19	0,18	2,42	3,91
	pazourek	0,17	-	-	-
	pelosideritové a Fe konkrece	0,17	-	-	0,16
	<i>nordické horniny celkem</i>	<i>3,91</i>	<i>0,90</i>	<i>9,91</i>	<i>12,21</i>
	<i>křemen se zbytky horniny</i>	<i>7,64</i>	<i>4,17</i>	<i>8,15</i>	<i>9,70</i>
<i>křemen bez zbytků horniny</i>	<i>4,41</i>	<i>2,17</i>	<i>9,03</i>	<i>10,49</i>	
<i>bazalt</i>	<i>1,19</i>	<i>0,36</i>	<i>9,47</i>	<i>0,16</i>	
<i>neurčitelné</i>	<i>1,19</i>	<i>1,45</i>	<i>4,41</i>	<i>6,73</i>	
celkový počet klastů	589	552	454	639	

Rychlebských hor (Svoboda et al. 1961, Pouba et al. 1962). Kontinentální ledovec tento materiál nejpravděpodobněji redeponoval z aluviálních až fluviálních sedimentů, které se během glaciálů, ještě před zásahem ledovce, v předpolí Rychlebských hor ukládaly. Nelze vyloučit původ některých rul, svorů a amfibolitů v přilehlé části Polska, kde



Obr. 3: Rýhovaný klast bazaltu.
Fig. 3: Striated basalt clast.

uvedené horniny vystupují na povrch nebo jsou skryty pod kvarterními sedimenty (Sawicki 1995).

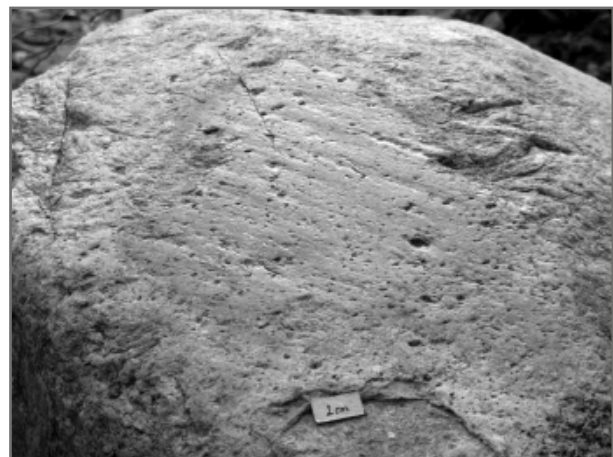
Klasy nordické provenience tvoří nejvíce červené granitoidy a porfyry, doprovázené pískovci, pelosideritovými a Fe-konkretem a pazourky. Polské horniny představují sudetský porfyr a silicity. Původ bazaltů je podle dosavadních názorů převážně místní, ale mohl by být i nordický (viz diskuzi v práci Gáby – Peka 1999), proto je bazalt v tab. 1 vyčleněn samostatně.

Křemen je představován jak samostatnými klasy, tak klasy se zachovanými zbytky dalších minerálů nebo i horniny, jichž byl křemen původně součástí (načervenalé živce, slídy, granát, zbytky kvarcitů). Většina křemenných klastů bude provenienčně souviset s rychlebskými metamorfity.

Balvany vykazují toto složení: nordika ~43 %, bazalt ~30 %, gieraltovská rula ~15 %, křemen ~3 %, kvarcit ~1,5 %, šedý biotitický granitoid ~1,5 %, amfibolit ~1,5 %, neurčitelné horniny ~5 %. Metamorfity pocházejí z hlavního hřebene Rychlebských hor nebo z přilehlého Polska, šedý biotitický granitoid z variských masivů v okolním krystaliniku. Nordické balvany tvoří hlavně granitoidy a mnohem vzácněji porfyry. Zajímavostí je nezvykle vysoký podíl bornholmských deformovaných granitů (~11 % balvanů), protože tato hornina jinak není v asociaci nordik na Jesenicku hojná (Gába – Pek 1999). Nordickou provenienci by tak mohlo mít podstatně více bazaltů než se dosud předpokládalo, protože bazaltové výchozy leží i na švédském poloostrově Skåne nedaleko Bornhomu (Hesemann 1975). Zhruba 8 % balvanů nese na povrchu exaracioní rýhy. Zjištěny byly jen na měkkém zvětralém povrchu bazaltových balvanů (i menších klastů, viz obr. 3) a na nordických horninách, jejichž pevný povrch je někdy i vyhlazený ledovcovou abrazí (obr. 4).

Interpretace a diskuze
Vznik a určení sedimentů

Balvanitý horizont na bázi nejspodnějšího diamiktonu vznikl při posouvání největších klastů po miocenním podloží v bazální zóně ledovce. Balvany se třely o částečně plastické a hutné písky, případně se do nich zarývaly, až se jejich pohyb zastavil. Přes zafixované balvany byly



Obr. 4: Rýhovaný ledovcový ohlaz na povrchu nordického balvanu.
Fig. 4: Striated and polished surface of a Nordic boulder.

posouvány další klasty, které povrch některých balvanů i svůj vlastní abradovaly za vzniku hladkých ploch a rýhovaly. Zablokování velkých klastů do měkkého podloží ledovce a jejich následná abraze a exarace jsou typickými znaky lodgement tillů (Evans et al. 2006). Tuto interpretaci podporuje i stavba akumulace Jk1b, v níž jsou na sebe akretovány různé dílčí facie. Vzhledem k hrubozrnnosti diamiktonů zde nejsou vyvinuty pro lodgement tilly typické hladké střížné plochy. Vyvlékání neuzpevněných podložních hornin do diamiktonů a smíchání ledovcem transportovaného detritu s útržky podložního materiálu jsou zase projevy ledovcové deformace podloží (Eyles – Boyce 1998) a znaky glacitektonitů (Benn – Evans 1996, Evans et al. 2006). Klasifikace a terminologie tillů vzniklých ukládáním materiálu z ledovcové báze na straně jedné a tillů vzniklých deformací podloží na straně druhé je problematická, protože tyto procesy se uplatňovaly při vzniku obou typů sedimentů, které pak mají podobné znaky (Ruszczyńska-Szenajch 2001). Glacitektonity a deformační tilly se ovšem vyznačují pozvolným přechodem od nepoziženého podloží, které je směrem nahoru stále intenzivněji deformované až nakonec přechází do homogenních diamiktonů (Evans et al. 2006). V případě Písečniku jsou od sebe miocenní písky a nejspodnější diamiktony ostře odděleny erozním povrchem a jsou zřetelně litologicky odlišné. Glacitektonické deformační jevy jsou malého měřítká a sporadické. Z tohoto důvodu a na základě výše uvedených znaků lze nejspodnější diamikton označit jako lodgement till.

Nadložní sedimenty (Jk2) se od lodgement tillu odlišují jen absencí velkých klastů a přítomností šikmého zvrstvení. Jedná se o výplň mělké subglaciální deprese v lodgement tillu, ve které docházelo zpočátku ke gravitační až fluviální resedimentaci materiálu tohoto tillu. Intenzita fluviální aktivity narůstala postupně s vyplňováním deprese, protože v nejvyšší části se již jedná o zřetelně šikmo zvrstvené glaci-fluviální písky (Jk2b). Deprese v tillech vyplněné glaci-fluviálními faciemi se v subglaciálním prostředí běžně vyskytují (Eyles et al. 1983). V tomto případě byl průběh subglaciálního toku nejspíš predisponován depresním reliéfem lodgement tillu, který zase kopíroval výmolvou bázi v miocenním podloží.

Svrchní část vrstevního sledu (Jk3–Jk5) představují supraglaciální facie, které se vyvíjely při povrchovém odtávání stagujícího ledovce. Supraglaciální prostředí se vyznačuje značnou variabilitou morfologie terénu i facií (Brodzikowski – Van Loon 1991). Ledovec neodtává od povrchu rovnoměrně, ale v závislosti na průběhu puklin v ledu a na rozložení detritu v ledovcovém tělese získává povrch degradujícího ledovce podobu elevací a depresí. Každá elevace je tvořena ledovým jádrem, pokrytým původně supraglaciálním a englaciálním detritem, jenž se uvolňuje z roztávajícího ledu. V depresích se hromadí sedimenty úlomkotoků, transportovaných z elevací. Štěrkový horizont (Jk3) může být výsledkem sesunutí a souběžného gravitačního vytřídění hrubého materiálu po svahu zbyvajícího ledového jádra (Kjær – Krüger 2001). Písečný člen Jk4 je sedimentem malého toku nebo supraglaciálního jezírka. Drobné říčky a různě velké jezerní nádrže jsou charakteri-

stickou složkou supraglaciálního prostředí (Brodzikowski – Van Loon 1991, Kjær – Krüger 2001). Písečný štěrk (Jk5) i stejný sediment ve východní stěně (obr. 2e) představují supraglaciální melt-out till, eventuálně jeho materiál krátce resedimentovaný supraglaciálními toky nebo gravitačními proudy (skluzy z ledových elevací). Orientovanému transportu, předcházejícímu samotnou depozici, napovídá shodné uklonění plochých klastů (Brodzikowski – Van Loon 1991) a na vliv tavné vody ukazuje určité vytrřídění projevující se úbytkem jemných frakcí. Interpretaci členu Jk4 jako sedimentů drobné říčky nebo nádrže, stejně jako interpretaci členu Jk2 jako výplně omezené subglaciální dutiny podporuje i omezený plošný rozsah těchto členů, protože v pravé části západní stěny a ve východní stěně nejsou vyvinuty a na lodgement till přímo nasedají hrubozrnné supraglaciální facie (obr. 2a, e).

Masivní hrubé štěrky až diamiktony s podpůrnou strukturou základní hmoty vznikají i v terminoglaciálním prostředí koncových morén, ovšem tam dosahují mnohem větších mocností několika m i prvních desítek m a laterálního rozsahu v desítkách až stovkách m (např. Kozarski 1995, Pisarska-Jamroży 2006). Takto rozsáhlé depoziční prostředí nelze na Písečniku vzhledem k jeho jasnému omezení předpokládat. Zde se jednalo o nevelké pole morén s ledovým jádrem (ice-cored moraine), které postupně přešlo do pole s akumulacemi supraglaciálního materiálu zbylého po roztátém ledu (dead-ice moraine), viz Kjær – Krüger (2001). Tyto facie dosahují mocnosti max. několika m (Brodzikowski – Van Loon 1991). Depoziční prostředí se tedy podobalo svým recentním analogiím na polytermálních ledovcích (obr. 5, 6), dalšími procesy však byla původní kopečková morfologie na Písečniku destruována.

Petrografické složení potvrzuje faciální genetikou interpretaci. Lodgement till obsahuje převážně gieraftowskou rulu, jelikož se uložil pouze z detritu transportovaného na bázi ledovce, který vznikl hlavně erozí bezprostředního podloží ledovce. V těsném předpolí Rychlebských hor erodoval ledovec nejpravděpodobněji aluviální až fluviální sedimenty, v nichž musela gieraftowská rula dominovat, vzhledem k jejímu rozhodující-



Obr. 5: Moréna s ledovým jádrem. Ledovec Bertil, centrální Svalbard.

Fig. 5: Ice-cored moraine, Bertilbreen, Central Svalbard.

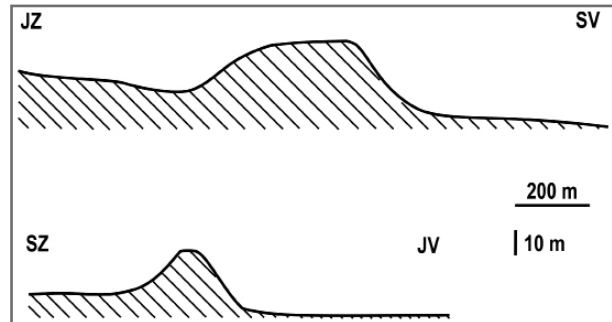


Obr. 6: Materiál uvolněný povrchoým táním ledovce a resedimentovaný supraglaciálními toky. Ledovec Hørbye, centrální Svalbard.

Fig. 6: Material released by superficial glacier thawing and reworked by supraglacial streams, Hørbyebreen, Central Svalbard.

mu podílů na petrografické stavbě přilehlého horského hřebene. Sedimenty bezprostředně nad lodgement tillem (Jk2) vznikly resedimentací materiálu tohoto tillu, jelikož se s ním petrograficky shodují. Šikmé zvrstvení dokládá vliv proudící vody, takže se jednalo o subglaciální depresi, které se vytvářejí mj. v rané fázi vývoje morén s ledovým jádrem (Kjær – Krüger 2001). Členy Jk1 a Jk2 tedy představují subglaciální sekvenci vrstevního sledu. Nadložní členy Jk3–Jk5 potom reprezentují supraglaciální sekvenci. Je pro ně typická polymiktost s vyššími podíly materiálu vzdálené provenience (viz také Sikorová et al. 2006). Zároveň se vyznačují větší variabilitou zaoblení klastů, projevující se mírným nárůstem podílů angulárních a oválných tvarů. Petrografická i tvarová pestrost materiálu byla podmíněna jeho přínosem ze supraglaciálního i englaciálního prostředí, jak byly klasty postupně uvolňovány při povrchovém odtávání. Výskyt rychlebských metamorfítů z původního podloží ledovce lze vysvětlit jejich vynášením podél násunových ploch v ledovci, což je běžný mechanismus transportu subglaciálního materiálu na povrch ledovců v jejich čelní části (Bennett et al. 1997, Benn – Evans 2010). Nárůst podílů oválných a dokonale oválných klastů odráží přínos englaciálního materiálu, pro nějž je vysoký stupeň zaoblení charakteristický („egg gravels“, Bennett et al. 1997). V supraglaciálních členech také nápadně přibývá klastů křemene bez zbytků okolní horniny, které jsou podstatně lépe zaoblené než klasty křemene s pozůstatky okolní horniny. Větší variabilita zaoblení supraglaciálního materiálu oproti subglaciálnímu je doložena ze současných ledovců (např. Bennett et al. 1997, Hambrey – Ehrmann 2004). V členech Jk3–Jk5 se také oproti členům Jk1–Jk2 hojněji projevuje eolizace, což lze vysvětlit mnohem dlouhodobější expozicí supraglaciálního materiálu.

Supraglaciální sedimenty mají nízký potenciál zachování, jelikož jsou ve velké míře destruovány následnými glacifluviálními procesy a proto jsou i na našem území vzácné (Růžičková et al. 2003). Sukcese subglaciálních (hlavně lodgement) tillů a supraglaciálního detritu v přímé superpozici jsou typické pro polytermální ledovce (Ham-



Obr. 7: Schematický řez Písečníkem ve směru JZ–SV (nahore) a SZ–JV (dole). 10× převýšeno.

Fig. 7: Sketch sections through the Písečník Hill in the SW–NE direction above and NW–SE direction below. 10 times exaggerated.

brey – Glasser 2012) a byly popsány z mnoha fosilních příkladů (např. Johansson 1983, Lindner 1995, Raukas 1995, Růžičková et al. 2003). Lodgement tilly jsou většinou zřetelně jemnozrnnější a supraglaciální tilly naopak šterkovitější v důsledku odosu jemné frakce tavnou vodou povrchově odtávajícího ledovce. Hrubozrnnost lodgement tillů na Písečníku je odvozena od zdrojového materiálu na bázi ledovce, kterým byly nejpravděpodobněji aluviální až fluviální uloženy. Tyto musely být bohaté na detrit, uvolněný ze skalního podloží budujícího svahy Rychlebských hor.

Písečník jako tvar reliéfu zaledněného území

Písečník je izolovaný hřbet protažený ve směru SV–JZ s příkrou stranou obrácenou k SV a pozvolnou stranou orientovanou k JZ (obr. 1, 7). Jádro elevace je tvořeno relativně kompaktním, i když nelitifikovaným předkvartérním podložím, na němž spočívají subglaciální lodgement tilly. Podle těchto znaků lze Písečník interpretovat jako drumlin tvořený podložními horninami a na nich ležícími tilly (part bedrock/part till drumlin, Stokes et al. 2011). Pro tyto drumliny jsou typické i glacitektonické jevy (Meehan et al. 1997), které byly na Písečníku v omezené míře zjištěny. Orientace drumlinu naznačuje postup ledovce od SV. Pevninský ledovec se v předpolí sudetského okrajového zlomu šířil různými směry, včetně směru SV–JZ (Badura et al. 1998). Orientace drumlinu tudíž není v rozporu s paleogeografickými rekonstrukcemi v dané oblasti, jelikož postup od SV je jedním z předpokládaných směrů šíření kontinentálního ledovce. Podobným směrem (VSV–ZJZ) je orientována i méně výrazná elevace s osadou Kohout (266 m n. m.), ležící 500 m ssv. od Písečníku, která by tak mohla představovat další drumlin, viz obr. 1.

Ledovcové sedimenty tvořící drumliny většinou náleží subglaciálním faciím (Stokes et al. 2011). Při pohybu přes elevace však v ledovcích vznikaly příčné trhliny, které pak během následného povrchového odtávání urychlily rozpad ledovců na jednotlivé kry a tvorbu morén s ledovým jádrem. Takto narušené, na elevacích stagnující ledovce nakonec zcela roztály za vzniku supraglaciálních facií, které se uložily na subglaciální sedimenty (Eyles et al. 1999, Kjær – Krüger 2001).

Závěr

Vývoj Písečnicku během zalednění lze rekapitulovat následovně. Kontinentální ledovec se do studované oblasti rozšířil od SV a pokryl celou elevaci, která existovala již před zaledněním. Přitom deformoval minimálně přípovrchovou zónu podloží. Plastické miocenní písky zablokovaly velké klasty na bázi ledovce, čímž vznikla balvanitá poloha jako bazální zóna lodgement tillu. Při pohybu přes elevaci ledovec rozpukal příčnými trhlinami. Na počátku deglaciace docházelo v dutinách na bázi ledovce k resedimentaci materiálu lodgement tillu. Následovalo pozvolné povrchové odtávání ledovce, při němž vznikaly morény s ledovým jádrem. Po úplném roztátí ledovce zůstaly na povrchu faciálně pestré supraglaciální sedimenty, nasedající na lodgement till a výplně subglaciálních dutin. Písečnick

lze podle geologické stavby a povrchové morfologie interpretovat jako drumlin tvořený podložními horninami a na nich ležícími tilly (part bedrock/part till drumlin, Stokes et al. 2011). Orientace drumlinu naznačuje směr postupu ledovce od SV, což koresponduje s dosavadními paleogeografickými rekonstrukcemi.

Poděkování

Výzkum byl podpořen projektem „Vytvoření pracovního týmu a pedagogických podmínek pro výuku a vzdělávání v oblasti polární ekologie a života v extrémním prostředí“, reg. č. CZ.1.07/2.2.00/28.0190., v jehož rámci bylo možné studovat supraglaciální sedimentaci na současných polytermálních ledovcích na Svalbardu a tím použít recentní příklady pro interpretaci fosilních ledovcových sedimentů.

Literatura

- Badura, J. – Krzyszkowski, D. – Przybylski, B. (1998): Stratygrafia glin lodowcowych, liczba zlodowaceń i kierunki transportu lodowcowego w południowej części przedgórze sudeckiego (okolice Ząbkowic), Polska południowo-zachodnia. – Biuletyn Państwowego instytutu geologicznego, 385, 29–48.
- Benn, D. I. – Evans, D. J. A. (1996): The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. – *Quaternary Science Reviews*, 15, 23–52.
- Benn, D. I. – Evans, D. J. A. (2010): *Glaciers and Glaciations* – Hodder Education, 802 pp.
- Bennett, M. R. – Hambrey, M. J. – Huddart, D. (1997): Modification of clast shape in high-arctic glacial environment. – *Journal of Sedimentary Research*, 67, 3, 550–559.
- Brodzikowski, K. – Van Loon, A. J. (1991): *Glacigenic Sediments* – Elsevier, 674 s.
- Evans, D. J. A. – Phillips, E. R. – Hiemstra, J. F. – Auton, C. A. (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth-Science Reviews*, 78, 115–176.
- Eyles, N. – Boyce, J. I. (1998): Kinematic indicators in fault gouge: tectonic analog for soft-bedded ice sheets. – *Sedimentary Geology*, 116, 1–12.
- Eyles, N. – Boyce, J. I. – Barendregt, R. W. (1999): Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds. – *Sedimentary Geology*, 123, 163–174.
- Eyles, N. – Eyles, C. H. – Miall, A. D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – *Sedimentology*, 30, 393–410.
- Gába, Z. – Pek, I. (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku, 111 s.
- Hambrey, M. J. – Ehrmann, W. (2004): Modification of sediment characteristics during glacial transport in high-alpine catchments: Mount Cook area, New Zealand. – *Boreas*, 33, 300–318.
- Hambrey, M. J. – Glasser, N. F. (2012): Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. – *Sedimentary Geology*, 251–252, 1–33.
- Hesemann, J. (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 267 s.
- Johansson, H. G. (1983): Tills and moraines in northern Sweden. – In: Ehlers, J. (ed.): *Glacial deposits in North-West Europe*, 123–130, A. A. Balkema.
- Kjær, K. H. – Krüger, J. (2001): The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötlujökull, Iceland. – *Sedimentology*, 48, 935–952.
- Kozarski, S. (1995): Large-clast flow tills in end moraines of southwestern Pomerania, NW Poland. – In: Ehlers, J. – Kozarski, S. – Gibbard, P. (eds): *Glacial deposits in North-East Europe*, 301–307, A. A. Balkema.
- Lindner, L. (1995): Till sequences and local moraines in the Holy Cross Mountains area in central Poland. – In: Ehlers, J. – Kozarski, S. – Gibbard, P. (eds): *Glacial deposits in North-East Europe*, 329–337, A. A. Balkema.
- Meehan, R. T. – Warren, W. P. – Gallagher, C. J. D. (1997): The sedimentology of a Late Pleistocene drumlin near Kingscourt, Ireland. – *Sedimentary Geology*, 111, 91–105.
- Pecina, V. – Čurda, J. – Hanáček, M. – Kočandrlé, J. – Nývlt, D. – Opletal, M. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Večeřa, J. – Žáček, V. (2005): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14-221 Žulová s Vysvětlivkami. – MS, Česká geologická služba.
- Pisarska-Jamroży, M. (2006): Transitional deposits between the end moraine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. – *Boreas*, 35, 126–141.
- Pouba, Z. (1996): Geologická mapa ČR. Mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000. List Jeseník. – Český geologický ústav.
- Pouba, Z. – Dvořák, J. – Kužvart, M. – Mísař, Z. – Musilová, L. – Prosová, M. – Röhlich, P. – Skácel, J. – Unzeitig, M. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XVIII Jeseník. – Ústřední ústav geologický.
- Powers, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117–119.
- Raukas, A. (1995): Properties, origin and stratigraphy of Estonian tills. – In: Ehlers, J. – Kozarski, S. – Gibbard, P. (eds): *Glacial deposits in North-East Europe*, 93–101, A. A. Balkema.
- Ruszczynska-Szenajch, H. (2001): “Lodgement till” and “deformation till”. – *Quaternary Science Reviews*, 20, 579–581.
- Růžičková, E. – Růžička, M. – Zeman, A. – Kadlec, J. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky. Struktury a textury hlavních genetických typů. – Česká geologická služba, 68 s.
- Sawicki, L. (1995): Mapa geologiczna regionu Dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych) 1 : 100 000. – Państwowy instytut geologiczny.
- Sikorová, J. – Víšek, J. – Nývlt, D. (2006): Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. – *Geological Quarterly*, 50, 3, 345–352.
- Stokes, Ch. R. – Spagnolo, M. – Clark, Ch. D. (2011): The composition and internal structure of drumlins: Complexity, commonality, and implications for a unifying theory of their formation. – *Earth-Science Reviews*, 107, 398–422.
- Svoboda, J. – Chaloupský, J. – Bernard, J. – Dornič, J. – Kalásek, J. – Klein, V. – Malkovský, M. – Mísař, Z. – Pacovská, E. – Pauk, F. – Řežáč, B. – Skácel, J. – Soukup, J. – Tásler, R. – Vodička, J. – Zrůstek, V. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M – 33 – XVII Náchod. – Ústřední ústav geologický.
- Žáček, V. (1995): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 14-22 Jeseník. – Český geologický ústav.

VLIV NEOTEKTONICKÉ AKTIVITY MORAVSKÉ ZLOMOVÉ ZÓNY NA VÝVOJ ÚDOLNÍ SÍTĚ NA STŘEDNÍM TOKU SVRATKY

Neotectonic activity of the Moravian fault zone and its influence on the Middle Svatka River valley network development

Mojmír Hrádek

Ústav geoniky AV ČR, v. v. i, Drobného 28, 602 00 Brno; e-mail: hradek@geonika.cz

(24-12 Letovice, 24-14 Boskovice)

Key words: Moravian fault zone, Svatka dome, neotectonics, paleovalley network

Abstract

In tectonic valley of the middle course of the Svatka River and on flat water divides residues of paleovalley forms and fluvial gravels remained. Both paleovalley and gravels are much older than the highest river terrace at the foot of steep valley sides. Fluvial loams overlying gravel of the terrace have been paleomagnetically dated to Matuyama epoch in the Early Pleistocene. The Svatka paleovalley residue remained, thanks to lithologic control in hanging position above ca. 150 meters of the present valley bottom and gravels of paleostream thanks to water divide uplift. Relative tectonic movements induced by young saxonian neotectonic activity of the Svatka Dome after Lower Badenian, which in the lower Svatka valley caused tectonic subsidence of Miocene valley floor (with Miocene marine sediments transgression), fossilized old drainage pattern and triggered waves of headward erosion and valley downcutting.

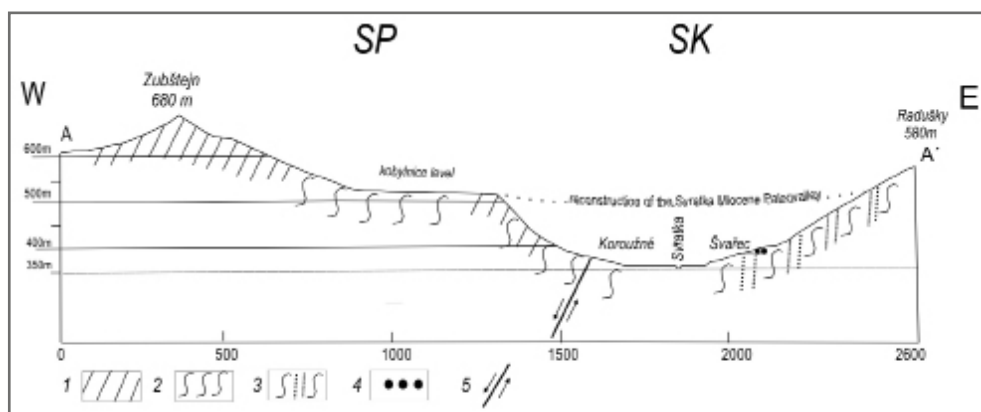
Úvod

Údolí Svatky se liší od hlubokých údolí ostatních řek stékajících z východních svahů Českomoravské vrchoviny dvěma zvláštnostmi. Jednak tím, že je na středním toku, v Nedvědicke vrchovině, zčásti vyplněno miocenními sedimenty, které dosud sloužily za doklad jak jejich předmiocenního stáří, tak rozčleňování paleogenního zarovnaného povrchu (Demek 1965), jednak tím, že údolím probíhá tektonická hranice mezi svorovým pásmem svrateckého krystalinika (SP) a svrateckou klenbou moravika. Tvoří ji moravská zlomová zóna (MZZ) směru SZ–JV až SSV–JJZ, která údolí Svatky provází od Tišnovské kotliny po Koroužné.

Údolí Svatky

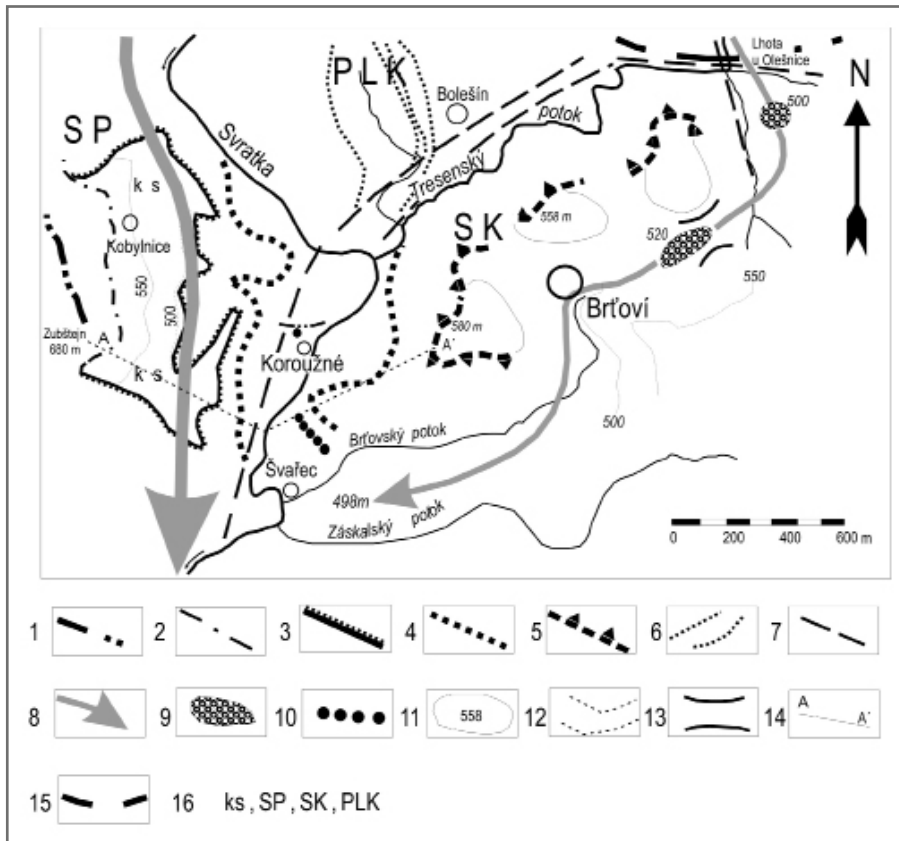
Geologický průzkum štolového přivaděče vody potvrdil v údolí Svatky u Švařce průběh zlomového pásma směru JZ–SV (Hašek – Šamalíková 1983), které od Koroužného přechází do údolí Tresenského potoka, přítoku zleva. Údolí Svatky je až 300 m hluboké a jeho příčný profil u Koroužného má specifické rysy (obr. 1). Na pravé straně, z. od Kobylnic, se zvedá zubštejnský hřbet (680 m n. m.). Při jeho v. úpatí leží v 2 km dlouhém úseku údolí měkce utvářený, mírně svažité povrch v rozmezí 500–530 m n. m., v 600–800 m širokém pásmu, ve visuté poloze nad strmými svahy, cca 150 m nad dnem údolí. Zubštejnský hřbet je budován odolnými ortorulami SP, plochý povrch při jeho úpatí málo odolnými svory SP. Strmé svahy až

130 m vysoké v trati Hora tvoří střední patro údolí „vyztužené“ pruhy svratecké ortoruly s foliací zapadající k Z. Spodní část údolí od úpatí strmého svahu, budovaná rovněž svorem, má sklon povrchu do 10°. Na této straně leží i z. tektonická hranice svratecké klenby moravika (SK). V Koroužném vystupuje vložka dolomitických vápenců, která se v prostředí svoru projevuje nápadně, jako strmý, k řece spadající, hřbítok. Plochý



Obr. 1: Geomorfologický profil údolím Svatky u Koroužného: 1 – ortorula (svratecká); 2 – svor; 3 – svor s vložkami pararul; 4 – nejvyšší staropleistocenní terasa s pokryvem fluvialních nivních hlín; 5 – zlom moravské zlomové zóny, SP – svorové pásmo, SK – svratecká klenba.

Fig. 1: Geomorphological cross section of the Svatka River Valley in Koroužné: 1 – Svatka orthogneiss; 2 – mica schists; 3 – mica schist bands turning with paragneisses; 4 – the highest Late Pleistocene river terrace with cover of fluvial floodplain loam; 5 – fault of the Moravian fault zone, SP – the mica schist belt, SK – the Svatka Dome.



Obr. 2: Geomorfologická mapa území u Koroužného na střední Svatce: 1 – strukturální hřbet; 2 – úpatí strukturálního hřbetu; 3 – horní hrana strmých údolních svahů; 4 – úpatí strmých svahů; 5 – horní hrana vyšší strany asymetrického údolí Svatky a Tresenského potoka; 6 – horninové pruhy poličského a letovického krystalinika levostranně vyvlečené na zlomech MZZ; 7 – zlomy MZZ; 8 – osy visutých úvalovitých paleoúdlí Svatky a Tresenského potoka; 9 – místa s výškou fluvialních štěrků paleotoku Tresenského potoka s uvedením nadmořské výšky; 10 – štěrk spodnopleistocenní terasy; 11 – nízké pahorky rozvodí s uvedenou nadmořskou výškou; 12 – vybrané vrstevnice; 13 – široké sedlo na rozvodí Tresenského potoka; 14 – příčný geomorfologický profil; 15 – hranice oválné klenbové morfostruktury; 16 – zkratky (ks – kobylnický stupeň, SP – svorové pásmo, SK – svratecká klenba, PLK – poličské a letovické krystalinikum).

Fig. 2: Geomorphological map of the territory in surroundings of Koroužné on the middle Svatka River: 1 – crest of structural ridge; 2 – foot of structural ridge; 3 – upper edge of steep valley sides; 4 – foot of steep valley sides; 5 – upper edge of the higher side of the asymmetric Svatka River and Tresenský potok Creeks Valleys; 6 – belts of a tectonically dragged rocks of the PLK by sinistral strike - slip motion of the MZZ; 7 – faults of the MZZ; 8 – axes of a flat hanging paleovalleys; 9 – places with fluvial gravel of the Tresenský potok Creek Paleovalley and their altitude; 10 – the highest terrace of the Svatka River (Early Pleistocene); 11 – low hills of divide with altitude a. s. l.; 12 – selected contour lines; 13 – wide saddle on divide of the Tresenský potok Creek; 14 – geomorphological cross section; 15 – boundary of the oval domal morfostructure; 16 – abbreviations (ks – Kobylnice level, SP – mica shist belt, SK – Svatka Dome, PLK – Polička and Letovice crystalline complex).

povrch u Kobylnic vytváří při tomto uspořádání visutý stupeň nad pravou stranou údolí Svatky, který lze označit jako *kobylnický stupeň*. Protější levá strana údolí náleží k sz. části SK, k olešnické skupině tvořené metapelity (svor, pararuly). Její svah se stává postupně strmější, stupeň analogický kobylnickému se v jeho horní části nezachoval. Úpatí strmých svahů se na obou stranách údolí pohybuje kolem 380–390 m n. m. (obr. 2).

Ve spodní části údolí byly zjištěny pozůstatky říčních teras. Ve stavební jámě úpravny vody ve Švařci byl na počátku 90. let 20. stol. odkryt hrubý říční štěrk s pokryvem hlinitých fluvialních uloženin, které byly klasifikovány

jako hlinité nivní sedimenty (obr. 3). Paleomagnetické datování je umožnilo zařadit do spodní části epochy matuyama ve spodním pleistocénu, s předpokládaným stářím > 1,8 Ma (Kočí in Zeman – Růžičková 1995). Povrch hlinitých uloženin leží v nadmořské výšce cca 385 m, tj. necelých 30 m nad řekou, báze terasy cca 25 m. Také na povrchu zmiňovaného hřbítu z dolomitického vápence v cca 390 m n. m. se nacházejí volné balvany křemene až 0,7 m v delší ose. Níže na svahu se zachovaly pozůstatky mladších teras. Z provedeného datování lze odvodit, že pleistocennímu vývoji přes 200 m hlubokého údolí náleží pouze jeho spodní část, zbývající střední a horní část se musela vyvýšit v nejstarším pleistocénu a mladším neogénu. Tomuto zjištění odpovídá i existence kobylnického stupně, který lze chápat jako pozůstatek mělkého, úvalovitého paleoúdlí Svatky (obr. 4) s navazujícím pedimentem, jaký byl v cca 550 m n. m. zaznamenán i v nedalekém údolí Bystřice – přítoku Svatky (Hrádek 1967). K potvrzení platnosti výše uvedeného předpokladu byly nalezeny další doklady v údolí Tresenského potoka a na rozvodí se Svatkou.

Údlí Tresenského potoka

Tresenský potok vytváří v úseku od Malého Treseného po Koroužné sevřený a hluboký údolní zářez směru nejprve S–J a od Lhoty u Olešnice ZSZ–VJV. Charakteristickým rysem úseku údolí od Lhoty ke Koroužnému je výšková nesouměrnost (obr. 5). Údlím prochází pásmo zlomů, které Frejvald (1965) označil jako *bolešínskou dislokační zónu* a Misař (1995) zakreslil jako dislokace, probíhající napříč údlím Svatky do údolí Tresenského potoka ve směru VSV–ZJZ. Zlomy, které lze přiřadit k MZZ, probíhají dle geologické mapy na pravé straně údolí a během variského vývoje na nich zřejmě došlo při levostranném posunu k vyvlečení pruhů hornin letovického a poličského krystalinika k JZ. Přítomnost zlomů se projevuje ohlasy na skalních



Obr. 3: Šterk nejvyšší terasy Svatky (báze odkryvu) s pokryvem zvrstvených nivních hlín, odkrytý při stavbě úpravní vody ve Švařci. Stáří hlín bylo na základě paleomagnetického datování určeno ve spodní části epochy Matuyama (spodní pleistocén).
Fig. 3: Fluvial gravel of the highest terrace (base of outcrop) of the Svatka River in Švařec with layered floodplain loam cover paleomagnetically dated to Matuyama epoch (Early Pleistocene).



Obr. 4: Pohled na údolí Svatky u Koroužného. Na obzoru v pozadí zubštejnský hřbet (680 m), pod ním kobylnický stupeň ukončený zalesněným údolním srázem.
Fig. 4: View of the Svatka River Valley at Koroužné. In the background the Zubštejn Ridge (680 m), at foot of the ridge surface of the Kobylnice level is situated ended by steep forested scarps.



Obr. 5: Asymetrické údolí Tresenského potoka, s nižší, severní stranou u Bolešína a strmější, jižní u Brťoví. Pohled od západu.
Fig. 5: Asymmetrical valley of the Tresenský potok Creek with lower (northern) side in the left and higher (southern) in the right. View from the west.

srážech, místy i se subhorizontální striací. Geomorfologickým dokladem existence zlomů jsou pravouhlé ohyby toků, jak Tresenského potoka u Lhoty, tak menšího přítoku z. od Bolešína. U Bolešína se od tohoto pásma, na rozhraní mezi poličským a letovickým krystalinikem, odděluje *svojanovský zlom* (Mísař et al. 1983) směřující k severu. Mísař se také domnívá, že je to jižní pokračování svojanovského zlomu, které omezuje svrateckou klenbu na západě a probíhá údolím Svatky. V souvislosti se situací u Bolešína se zdá, že zde při západním okraji svratecké klenby vznikl tektonický uzel, jehož projevem by v prostoru mezi Lhotou u O., Křtěnovem a Olešnicí mohl být průnik metabazitů nacházející se uvnitř drobné, dosud blíže neidentifikované, klenbové struktury oválného půdorysu s vrcholem Kopaniny 688 m n. m., v území geologicky popsaném Weissem (1957).

Rozvodí Svatky a Tresenského potoka

Jedná se o plošinaté území ležící jižně od údolí Tresenského potoka s relikty vysoko, až 140 m, nad řekou Svatkou, položených šterků v úrovni kolem 500–520 m n. m. v j. okolí Lhoty u Olešnice a u Brťoví. První výskyt pochází z mírného svahu j. nad údolím Tresenského potoka, v trati Prosecko, v úrovni 490–510 m n. m., druhý z místa cca 1 km odtud na JZ, v plochem sedle na rozvodí, v. od Brťoví, v polní trati Újezd, ve výšce cca 520 m n. m. V prvním případě se jedná o hojný výskyt převážně středního křemenného šterku v ornici s dobře opracovanými valouny, zakreslený na Geologické mapě ČR 1 : 50 000 jako písčité fluvialní šterk pliocenního stáří (Mísař et al. 1995), ve druhém jde o místo, kde je výskyt šterku méně hojný, ale rovněž s dokonalými valouny, navíc na dně plochého úvalu odpovídajícího představě prauдолí (obr. 6). Lze usuzovat, že šterk byl uložen nejpravděpodobněji předchůdcem Tresenského potoka přicházejícím od severu. Dvě místa výskytu fluvialního šterku umožňují určit směr toku a podle toho paleotok směřoval nejprve k J a dále se stácel k JZ přes Brťoví ke Švařci. Jako jediné možné další pokračování prauдолí přítoku Svatky se jeví níže položený povrch rozvodí přítoků Svatky – Brťovského a Zásalského potoka



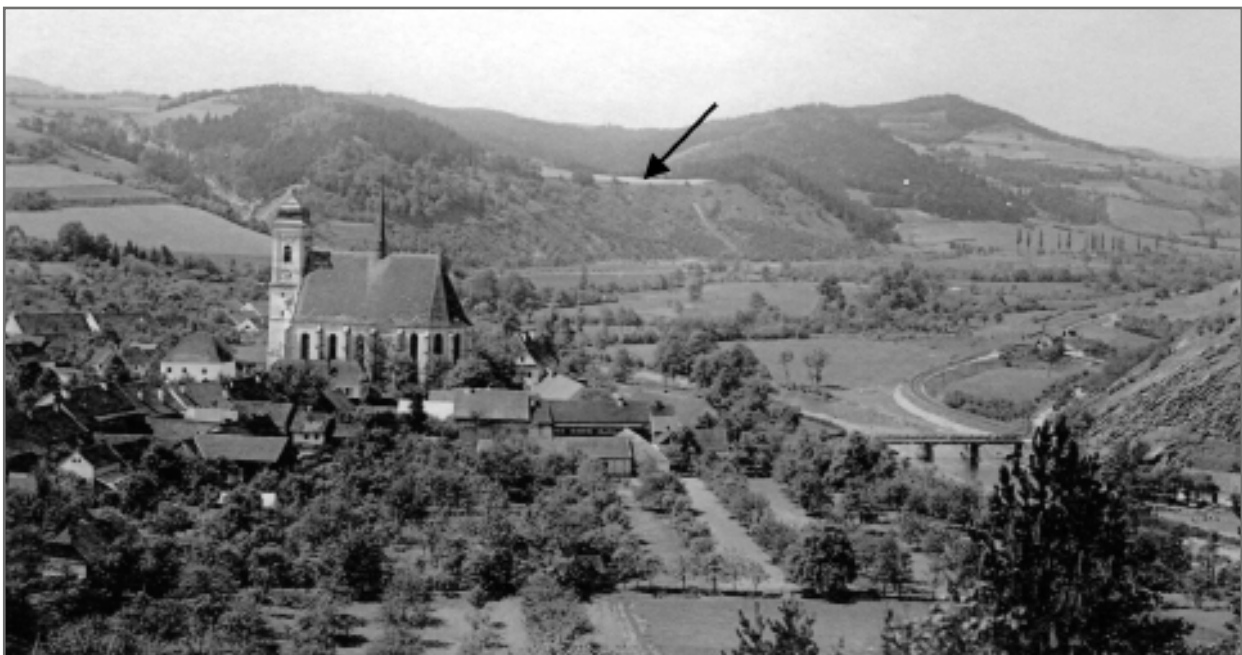
Obr. 6: Část paleoúдолí Tresenského potoka u Brťoví s výskytem ochuzeného šterku (před lesem ve středu snímku).
Fig. 6: Part of the Tresenský potok Brook Paleovalley at Brťoví with occurrence of loosened gravel (in front of forest in center).

u Švařce, cca 500 m n. m., kde se přepokládá ústí do Paleosvratky. Povrch u Brťoví má znaky paleoreliéfu s řadou společných rysů s kobylnickým stupněm – nadmořskou výškou kolem 500 m, morfologií i původem. Pozornost byla věnována i složení štěrku, zejména od Lhoty u O. Kromě valounů křemene a záhnědovitého křemene obsahuje i valouny načloutlých křemenců typu silkrusty (sluňáků) a lyditu, což je v souladu se stářím zarovnaného povrchu, ukazuje na vliv subtropického klimatu a mohlo by svědčit i o jejich vyšším stáří.

Netektonická aktivita zlomů MSP

Východím poznatkem o této části Českomoravské vrchoviny je, že krajina s rysy paleoreliéfu a pozůstatky praúdolí, se štěrky předběžně datovanými do pliocénu, byla součástí zarovnaného povrchu, který se v Českém masivu utvářel již od oligocénu (Czudek 1964). Oživení zlomů MZZ zde předpokládá Ivan (1991), když uvažuje o „regeneraci“ s. části svratecké klenby v údolí Křetínky a považuje ji za důsledek mladé saxonské zlomové a klenbové tektoniky. Hlavním dokladem tektonických pohybů na zlomech je přerušení odvodňování přítoku Paleosvratky k J, přes Brťoví ke Švařci. Vývoj dnešního údolí Tresenského potoka je pozdějšího data, než je stáří štěrku uchovaného na rozvodí. Za další doklad tektonických pohybů může sloužit zejména výšková asymetrie tohoto údolí patrná nejlépe u Bolešína (obr. 5). Svahy na jeho j. straně, u Brťoví, náležící SK, jsou až o 100 m vyšší než pravá strana. Asymetrie údolí a vůbec jeho existence by vodnímu toku přicházejícímu od S vytvořila překážku pokračovat dále k J. To znamená, že zlomové pásmo při okraji SK nebylo v době existence paleotoku tektonicky aktivní a nebránilo odvodňování k J. Později se situace změnila, neboť tektonicky aktivizovaný okraj SK již odvodňování tímto

směrem bránil. Nedošlo ale ke zdvihnutí okraje SK, protože úroveň povrchu se štěrkem (cca 500 m n. m.) na rozvodí i na kobylnickém stupni je shodná, naopak spíše k poklesu, buď úzké kry mezi dvěma zlomy na pravé straně údolí s poličským a letovickým krystalinikem nebo k jejímu flexurnímu prohnutí, či k obojímu, snad i vlivem horizontálního pohybu, za kterým by mohla stát např. extenze zmíněné klenbové morfostruktury. V důsledku poklesu na pravé straně by vzniklo nesouměrné údolí na zlomovém úhlu, které by vytvořilo překážku odvodňování k J a způsobilo změnu směru toku Tresenského potoka k JZ, k řece Svratce nad Koroužným. Starší odvodňování přítoku přes Brťoví v úrovni kolem 500 m n. m. proto potvrzuje existenci kobylnického stupně jako pozůstatku úvalovitého paleoúdolí Svratky, který se zachoval díky litologické kontrole. Zde ale nebyly podobné štěrky nalezeny, zřejmě vlivem větší exponovanosti nad hlubokým údolím, kde by bylo možné mluvit nanejvýše o skalní terase. Jinde v údolí středního toku Svratky se tvary tohoto visutého paleoúdolí v takové míře nezachovaly, protože podlehly erozi při zahlubování, zejména díky malé odolnosti svoru SP. Byl-li kobylnický stupeň identifikován jako předpleistocenní paleoúdolí Svratky, lze oprávněně předpokládat, že do tohoto údolí proniklo ve spodním badenu z karpatské předhlubně a z Boskovické brázdy moře a zanechalo zde své sedimenty. Potom lze také předpokládat, že v údolí středního toku Svratky směru SZ–JV až S–J u Štěpánovic, Borače a Nedvědice došlo k zaklesnutí spodnobadenských sedimentů (Schütznerová-Havelková 1969) poté, co po spodním badenu, v důsledku tektonického zdvihnutí, moře z této oblasti ustoupilo a v extenzním režimu došlo i k částečné regeneraci variských rulových klenb (Hrádek 1999). Výsledkem bylo tektonické údolí – prolom s miocenními sedimenty, lišící se tvarem i hloubkou od údolí výše



Obr. 7: Tektonické údolí Svratky u Doubravníku se zřetelnou pozicí pospodnobadenské terasy (pliocén?) v relativní výšce 60 m nad dnešním dnem, označené šipkou.

Fig. 7: Tectonic valley of the Svratka River at Doubravník with well visible position of post-Badenian terrace (Pliocene?) marked by arrow, 60 m above the river.

po toku, jaké bylo popsáno u Koroužného. V podélném profilu údolí vznikl náhlý, výrazný lom spádu označovaný jako tzv. „knickpoint“, který představoval silný zásah do vývoje údolí a projev tektonické aktivizace MSP. Štěrky na rozvodí u Lhoty a Brtovi potom zřejmě pocházejí ještě z doby před oživením MZZ a jejich stáří může být spodní baden, popřípadě starší. Ve vzniklém prolomu by jim mohly odpovídat štěrky a jemné písky na bázi výplně 40–50 m mocných spodnobadenských jílu na dně prolomu v Nedvědicí popsané Polákem (1960). Naopak níže, v tektonickém údolí Svatky u Doubravníku, rovněž s pozůstatky sedimentů spodního badenu, byly v trati Mravencová 380 m n. m. v krátkém úseku zjištěny říční štěrky 60 m nad řekou v pozici vysoké říční terasy spočívající na podkladu dvojslídneho svoru (obr. 7). Tato poloha zřejmě také dokládá výšku miocenní výplně údolí, na které mohla řeka volně meandrovat a divočít, a bylo-li to možné, dostat se i mimo miocenní výplň údolí [Pozn. Kromě výskytu štěrku u Doubravníka byl zjištěn dobře opracovaný křemenný štěrk také v sedle u Skorotic v 420 m n. m., cca 1 km v. od dnešního údolí Svatky a 100 m nad řekou Svatkou. Tento výskyt, který je ale na Geol. mapě ČSSR 1 : 200 000 vyznačen jako mořské tégly spodního badenu, nezapadá do vytvořeného schématu a může svědčit jenom o určité fázi vývoje údolí Svatky během stupňovitého poklesu na zlomech MZZ. Hřbet, který sedlo se štěrky odděluje od dnešního údolí, je považován za tektonicky deformovanou součást rulové klenby (Hrádek 1999)]. Křemenný štěrk v této vysoké pozici pochází zřejmě z doby až po zaklesnutí spodnobadenských sedimentů a vyznačuje se přítomností silicitu šedé barvy, jiného typu než u Lhoty u O., náležícího zřejmě k mladší skupině silicitů ze svrchního miocénu (srov. Andrejko-vič – Cílek 1999). Stáří této terasy je možno označit jako pospodbadenskou, pravděpodobně pliocenní.

V dalším vývoji dochází k postupnému vyklízení miocenních sedimentů z prolomů a v navazujícím údolí výše od Nedvědice k zpětnému eroznímu vyrovnávání výškové diference mezi dnem původního paleoúdolí v úrovni cca 500 m n. m. a miocenní výplní prolomu v úrovni 380 m n. m., což byla erozní báze v počátečním období vývoje po ústupu moře od Nedvědice. Celková mocnost tektonicky zaklesnutých sedimentů miocenní výplně mohla činit až 100 m. Odrazem vyrovnávání výškového rozdílu bylo postupné zahlubování údolí po spodním badenu od Nedvědice ke Koroužnému a výše a vznik středního a spodního patra údolí. Tento proces prohlubování údolí zpětnou erozí a označovaný jako „knickpoint migration“ dosud neskončil, protože miocén dosud nebyl zcela vyklízen. Střední úsek údolí mezi kobylnickým stupněm a nejvyšší říční terasou u Švařce, v rozmezí výšek 500–390 m n. m. u Koroužného je zřejmě bez říčních teras, což může svědčit pro zahlubování údolí s převahou hlubkové eroze nad schopností akumulovat materiál.

Diskuze a závěr

Vývoji říční a údolní sítě v povodí střední Svatky stejně jako projevům mladší tektoniky nebyla doposud věnována pozornost. Jedinými doklady pro stanovení vývoje říční sítě v povodí střední Svatky jsou zatím spodnobadenské sedimenty uložené v úseku údolí Tišnov – Nedvědice a hlinitý pokryv nejvyšší pleistocenní říční terasy, které umožňují rámcové rozlišení fluvialních štěrků na předspodbadenskou, pospodbadenskou a staropleistocenní. Bez přítomnosti datovaných sedimentů je obtížné vývoj říční sítě i dobu tektonické aktivity stanovit. Napomoci může znalost reliéfu krajiny vyjádřená podrobným popisem utváření povrchu, údaji o odolnosti hornin i poznatky ze širšího okolí, což jsou jediná dostupná data, na jejichž základě lze dospět induktivní a deduktivní metodou k celkovým empirickým závěrům, vždy však s jistou mírou pravděpodobnosti.

K neotektonické aktivizaci MZZ, která zřejmě zasáhla i údolí Tresenského potoka, došlo ještě během spodního badenu nebo po jeho skončení saxonským oživením variských zlomů. V době spodnobadenské transgrese, kdy moře proniklo do mělkého úvalovitého paleoúdolí Svatky, zde říční síť již existovala a vlivem neotektonické aktivizace byly některé úseky paleoúdolí opuštěny. Na vyvolání vlny zpětné eroze a zahlubování údolí se kromě zaklesnutí miocenních sedimentů značnou měrou podílel i celkový zdvih Nedvědicke vrchoviny jako odezva vzdálených zdrojů napětí v karpatském orogenu. S aktivizací MZZ je spojena i jistá regenerace rulových klenb v SK, popsaných jako oválné hrástové morfostruktury (Hrádek 1999), které jsou na zlomové pásmo MSP bezprostředně vázány, jak ukazuje např. místo výskytu štěrku u Skorotic. V údolí střední Svatky můžeme rozlišit dva typy údolí, které měly odlišný vývoj. Jednak tektonická údolí – prolomy vyplněné miocenními sedimenty, jednak údolí erozní, kde tyto sedimenty nebyly vůbec uloženy. U prvního byl vývoj a vznik teras závislý na vyklízení miocenních sedimentů u druhého na postupu zpětné eroze.

Srovnáme-li pozici třetihorních fluvialních sedimentů v povodí střední Svatky se schematickým příčným profilem říčními terasami v Dyjsko-svrateckém úvalu (Tyráček – Havlíček 2009) najdeme jednak shody, ale i rozdíly. Určitá shoda panuje mezi nejvýše položenými štěrky od Lhoty u O., které však nelze označit za říční terasu, s nejvyšší terasou schématu označenou číslem XII., v relativní úrovni 130 m nad současným tokem Dyje, a to jak v relativní výšce, tak i přítomností starších silicitů. Naopak štěrk od Doubravníku by svojí relativní výškou 60 m nad úrovní Svatky ležel mezi terasami VI. a VII. ve schématu, podle přítomnosti mladšího typu silicitu však náleží spíše mezi vyšší – IX. až X. Je to s největší pravděpodobností výsledek miocenních a pomiocenních neotektonických pohybů, které činí údolí střední Svatky geomorfologicky výjimečným.

Poděkování

Práce vznikla s podporou RVO: 68145535 Ústavu geoniky AV ČR, v. v. i.

Literatura

- Cílek, V. – Andrejkovič, T. (1999): Silicity z Čížova: příspěvek ke geomorfologii miocénní krajiny Podyjí. – *Thayensia*: sborník původních vědeckých prací z Podyjí, 2, 1–33.
- Czudek, T. (1964): Development of the surface of levelling in the Bohemian Massif with special reference to the Nížký Jeseník Mts. – Sborník ČSSZ, Supplement for the XX-th Int. Geogr. Congress, London 1964, 47–53.
- Demek, J. et al. (1965): Geomorfologie Českých zemí. – Nakladatelství ČSAV. 335 s. Praha.
- Hašek, V. – Šamalíková, M. (1981): Inženýrskogeologické zhodnocení štolového přivaděče vody Vír – Brno. – Sborník geologických věd, Hydrogeologie, inženýrská geologie, 17, 129–143, Praha.
- Hrádek, M. (1967): Pediments in the Bohemian Highlands (Czechoslovakia, Western Part). – Sborník Československé společnosti zeměpisné, 72, 4, 247.
- Hrádek, M. (1999): Oválné hrástové morfostruktury ve svratecké klenbě. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1998, Brno, 12–14.
- Ivan, A. (1991): Morfotektonika údolí Křetínky. – In: Novák, V.: Sborník referátů z geografického symposia k 100. výročí narození významného čs. geografa Františka Vitáska, MU Brno, 105–113, Geografický ústav ČSAV, Brno.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. et al. (1983): Geologie ČSSR I, Český masív. – Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- Mísař, Z. – Nekovář, Č. – Zelenka, P. (1995): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 24-12 Letovice. – Český geologický ústav Praha.
- Polák, A. (1960): Nerostné bohatství Bystřicka. – Krajské nakladatelství Brno. 76 s. Brno.
- Schütznerová-Havelková, V. (1969): Miocén v údolí Svratky sz. od Tišnova. – Časopis pro mineralogii a geologii, 14, 305–314.
- Tyráček, J. – Havlíček, P. (2009): The fluvial record in the Czech Republic: A review in the context of IGCP 518. – *Global and Planetary Change*, 68, 311–325.
- Weiss, J. (1957): Petrografie bazických hornin západně od Olešnice na Moravě. – Sborník Ústředního ústavu geologického, 23, 1, 29–60.
- Zeman, A. – Růžičková, E. (1995): Position of fluvial loams on the floodplain in the quarternary sedimentation cycle. – In: Růžičková, E. – Zeman, A. (eds): Manifestation of climate on the Earth's surface at the end of Holocene, 170–174, Geologický ústav ČSAV, Praha.

VYUŽITÍ MAGNETICKÉ SUSCEPTIBILITY A DALŠÍCH PROSTŘEDKŮ PRO STUDIUM POVODŇOVÝCH SEDIMENTŮ V ANTROPOGENNĚ OVLIVNĚNÉ NIVĚ ŘEKY OLŠE

The use of magnetic susceptibility and other proxies for investigation of overbank sediments in the anthropogenic influenced floodplain of the Olše River, Czech Republic

Monika Chudaničová

Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF OU, Chittusihó 10, 710 00 Ostrava; e-mail: monika.chudanicova@osu.cz

(15-44 Karviná)

Key words: fluvial sediments, magnetic susceptibility, sedimentary record, the Olše River, anthropogenic impact

Abstract

Magnetic susceptibility (MS) is very useful proxy for determination of anthropogenic pollution in environment, also in fluvial sediments. In this paper MS was used as the lead method for the anthropogenic impact and floodplain development determination. Sedimentary records of total six cores were examined in the Olše River floodplain. Besides MS measurements other laboratory analyses (loss on ignition, grain-size analyses) were done. This set of laboratory analyses was supported by study of the old maps, historical aerial photos and archive river management and flood records. The stream path in the study area was significantly influenced by 1930s channelization. The study area also lies in very industrial region where the coal extraction, attached steel production and fly ashes concentration culminated in 1980s and has been decreasing from that time. The basic assumption for sedimentary record interpretation was that MS peak determines the 1980s.

According to MS measurement upper fines of all investigated cores are very young because they are completely magnetically enhanced. Most of them were evidently deposited on the former gravel streambed after the 1930s channelization. Also high mass specific MS values were reported ($14.72\text{--}382.09 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$).

Úvod

Říční nivy se svými sedimenty jsou cenným zdrojem informací o historii řeky a prostředí, ve kterém řeka teče. Každá změna říčního vzoru má významný vliv na sedimentaci v nivě (Brown 1997). Hlavním úkolem pro studium sedimentárního záznamu je jeho interpretace a stanovení stratigrafie. Recentní sedimenty ale nejsou datovatelné pomocí metody ^{14}C díky vysokým fluktuacím tohoto izotopu v prostředí v posledních letech, proto se využívají jiné metody (Matys Grygar et al. 2011), mezi nimi i magnetická susceptibilita.

Magnetická susceptibilita je součástí environmentálního magnetismu a charakterizuje rozdílné odezvy různých materiálů na magnetické pole, jinými slovy to, jak moc je materiál magnetizovatelný. Čím více ferromagnetických nebo ferrimagnetických částic materiál obsahuje, tím vyšší je jeho magnetická susceptibilita. Ferromagnetické látky jako čisté železo nejsou přirozenou součástí prostředí, ale mohou se do něj dostávat ve formě odpadů, oděrů apod. Naproti tomu ferrimagnetické částice se nachází ve všech vyvřelých horninách, většinou sedimentárních hornin a takřka ve všech půdách. Jedná se o minerály obsahující železo, například magnetit (Dearing 1999). Ferrimagnetické částice mohou vznikat rovněž antropogenně. Vznikají z pyritu při vysokoteplotním spalování uhlí a do prostředí se dostávají depozicí industriálních polétavých prachů. Dalšími antropogenními zdroji magnetických částic jsou odpadní vody a silniční doprava. Z těchto důvodů může být magnetická susceptibilita použita jako vhodný prostředek pro určení antropogenního znečištění prostředí, i říční nivy (Petrovský et al. 2000, Li et al. 2011, Kapička et al. 2001).

Hodnoty magnetické susceptibilita jsou tedy citlivé na antropogenní znečištění a aktivity člověka v povodí. Při interpretaci sedimentárního záznamu v této studii se pracovalo s předpokladem, že vrchol na křivce magnetické susceptibilita zřejmě odpovídá 80. letům 20. století, tedy období kulminace těžkého průmyslu v České republice.

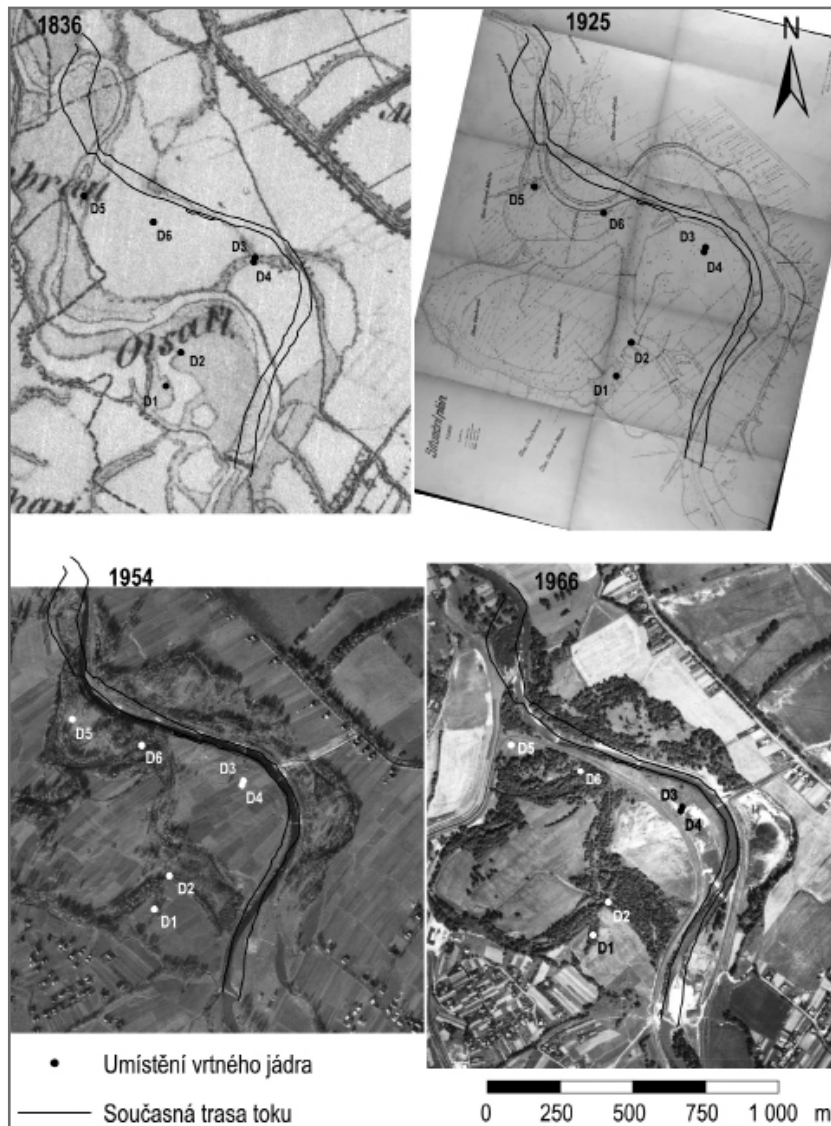
Charakteristika zájmové oblasti

Olše pramení v Polsku poblíž obce Istebna, po 16 km protíná státní hranici s Českou republikou a teče severozápadním směrem. Celková délka toku je 97,8 km a plocha povodí je 1 120,67 km² (Povodí Odry 1954).

Horninové podloží povodí je tvořeno neogenními pískovci, jílovcí a slepenci, které jsou hlavními zdroji říčního aluvia. Doplňkově se objevují také křemeny, rohovec, lydity, těšínity a valouny hornin nordického původu (Macoun et al. 1965).

Zájmová oblast se nachází na východě České republiky mezi obcemi Karviná a Doubrava, v katastrálním území Staré Město u Karviné. Jedná se o dolní tok řeky Olše v délce cca 2 km a přilehlou nivu (říční km 17,000–19,000). Ještě na začátku 20. století zde řeka měla 100 až 300 m široké řečiště s rozsáhlými šterkovými lavicemi. V 30. letech 20. století byl přirozený tok nahrazen 28 m širokým napřímeným umělým korytem s vegetačním opevněním břehů (Brosch – Maniček 1978). V roce 1962 byly postaveny protipovodňové valy na obou stranách toku. Vegetační opevnění pak bylo nahrazeno kamenným v 60. letech 20. století (obr. 1) (Útvar hlavního architekta okresu Karviná 1966).

Od dob objevu uhlí na konci 18. století se region, ve kterém se zájmová oblast nachází, stal nejprůmyslově-



Obr. 1: Lokalizace vrtů D1 až D6 a vývoj zájmového území v čase.

Fig. 1: Cores D1 to D6 location and evolution of the study area over time.

ším v celé České republice. Těžba uhlí, přidružený hutní průmysl a koncentrace poléťavého prachu kulminovaly v 80. letech 20. století a od té doby klesají. V současnosti se zde nachází tři aktivní černouhelné doly a dva hutní podniky na výrobu železa.

Metody

Pomocí vrtné soupravy Eijkelkamp s průměrem 6,3 cm bylo odebráno 6 vrtných jader (D1 až D6) z prostoru nivy. Jemné povodňové sedimenty byly rozděleny na jednotlivé vzorky po 2,5 cm. U šterků a šterkopísků byl odebrán 1 vzorek z každé homogenní vrstvy.

Na všech jemnozrnných vzorcích bylo vykonáno měření nízkofrekvenční objemové magnetické susceptibility (κ) a hmotnostně specifické magnetické susceptibility (χ). Měření probíhalo na přístroji MS2B Bartington v plastových kelímcích o objemu 10 cm³. Všechny vzorky byly před měřením vysušeny.

Zrnitostní analýzy jemnozrnných vzorků byly vykonány za použití laserového přístroje Mastersizer 2000 firmy

Malvern. Před měřením byly všechny vzorky suspendovány ve vodě a homogenizovány ultrazvukem po dobu 1 minuty. Zrnitostní složení šterků a šterkopísků bylo stanoveno mokrou síťovou granulometrií.

Obsah organického uhlíku byl zjištěn pomocí ztráty váhy žiháním, tak jak ji popsal Dean (1974). Vysušené vzorky byly zváženy a zahřáty na teplotu 550 °C, poté byly znovu zváženy. Rozdíl vah pak odpovídá organickému uhlíku obsaženému ve vzorcích.

Výsledky

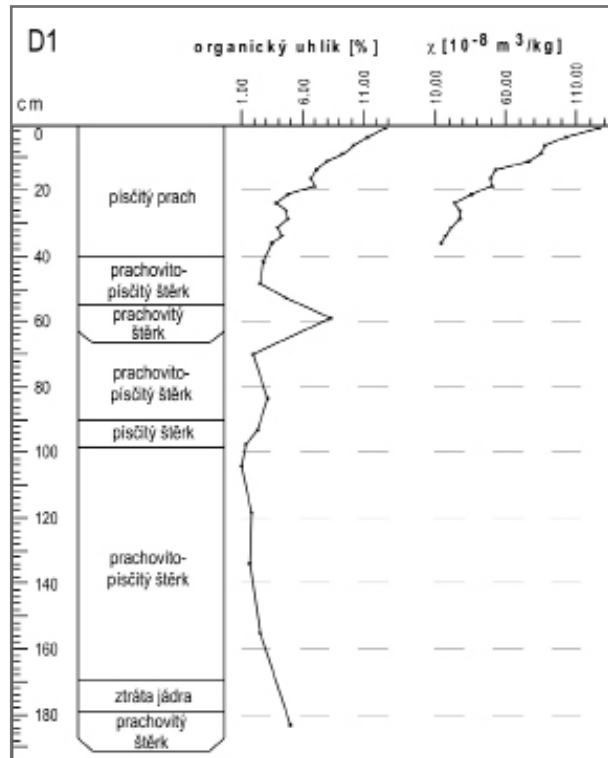
Vrty D1 a D2

Vrty D1 a D2 pocházejí ze dvou sousedních starých ramen z prostoru za protipovodňovými valy (obr. 1). Pouze tenká vrstva jemnozrnných sedimentů se nacházela na povrchu obou vrtů (40 cm u D1, resp. 24,5 cm u D2). Pod vrstvou jemných sedimentů ležely šterky. Tato stará ramena byla opuštěna ve 30. letech 20. století po napřímení toku. Šterky tedy tvoří korytovou facií uloženou do 30. let a svrchní jemnozrnné sedimenty jsou výsledkem povodňové depozice nebo depozice ze sloupce stojaté vody v rameni po odstavení. S největší pravděpodobností žádná z povodní nedosáhla na tato místa po stavbě protipovodňových valů v roce 1962. To by znamenalo, že 40 cm, resp. 24,5 cm vrstva jemnozrnných sedimentů je výsledkem depozice

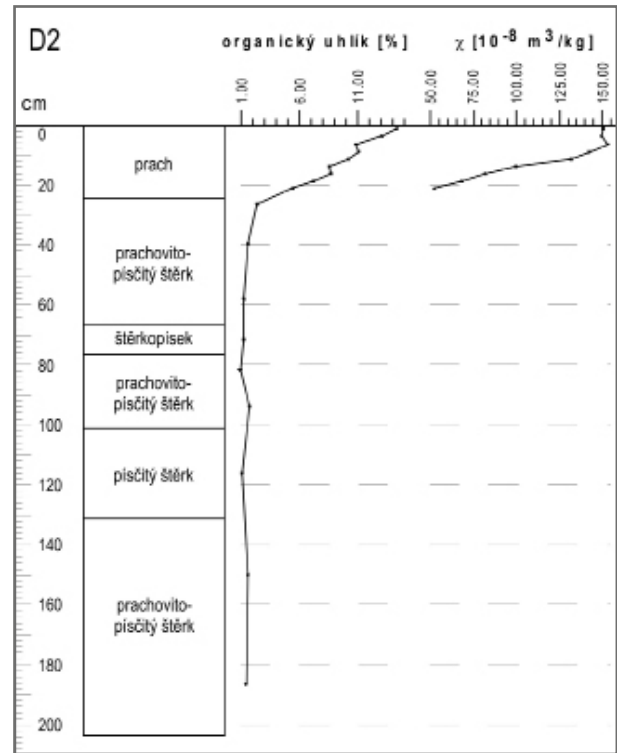
v letech cca 1930–1962. Tomu odpovídá průběh χ křivky, která nemá maximum, a její hodnoty narůstají směrem k povrchu (obr. 2, 3).

Vrty D3 a D4

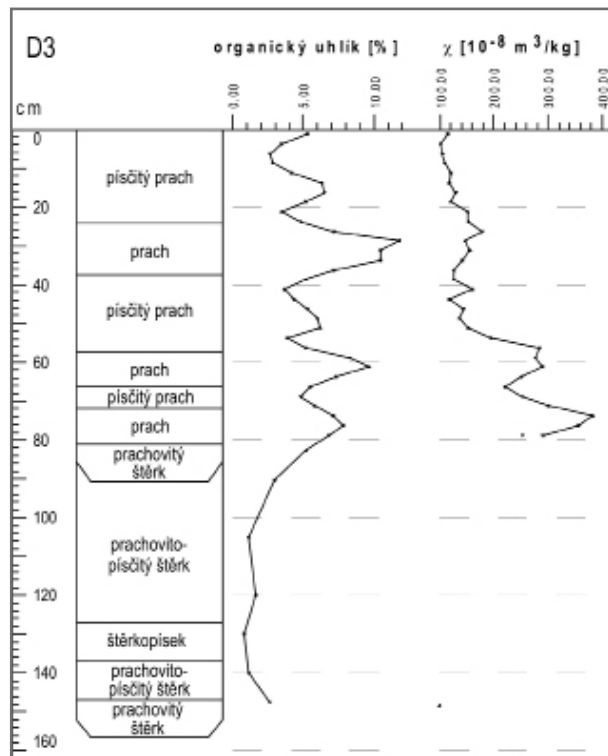
Vrty D3 a D4 byly pořízeny v prostoru mezi protipovodňovými valy (obr. 1). Umístění vrtu D3 bylo na dně starého ramene. Ačkoli toto vypadalo jako ostatní stará ramena v oblasti, na snímku z roku 1954 je v těchto místech viditelná obdělávaná zemědělská půda (obr. 1). Mohlo by se tedy jednat o povodňové koryto vzniklé po roce 1954. Orniční vrstva nebyla ve vrtu přítomná, a to buď proto, že byla odstraněna erozí, změněna půdotvornými procesy, anebo odstraněna skrývkou. Svrchní jemnozrnné sedimenty byly 80 cm mocné a složené z mnoha tenkých vrstviček, které pak byly na základě zrnitostní analýzy sloučeny do 6 vrstev. Hranice mezi vrstvami se většinou shodují s vrcholy na křivce organického obsahu (obr. 4). To může být interpretováno v tom smyslu, že probíhající pedogeneze na povrchu nivy byla přerušena dodávkou



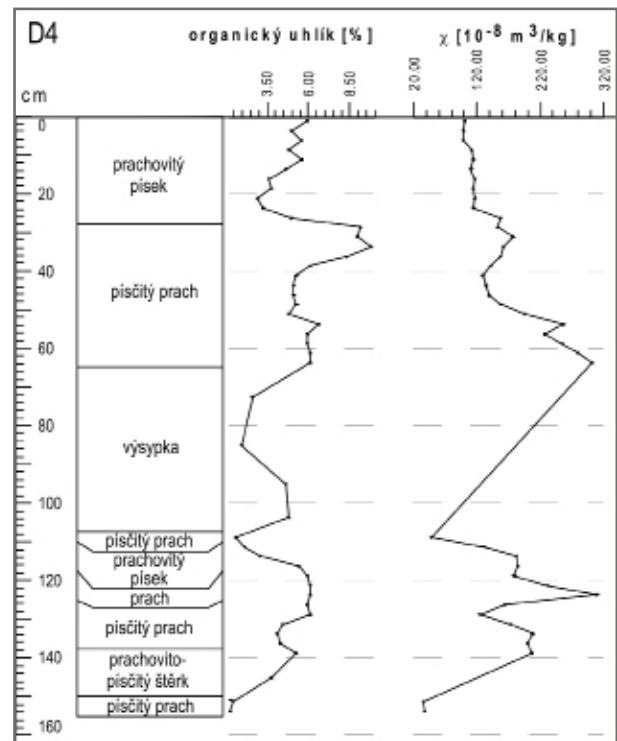
Obr. 2: Výsledky měření charakteristik vrtu D1 (χ – hmotnostně specifická magnetická susceptibilita).
 Fig. 2: Measured values of the core D1 (χ – mass specific magnetic susceptibility).



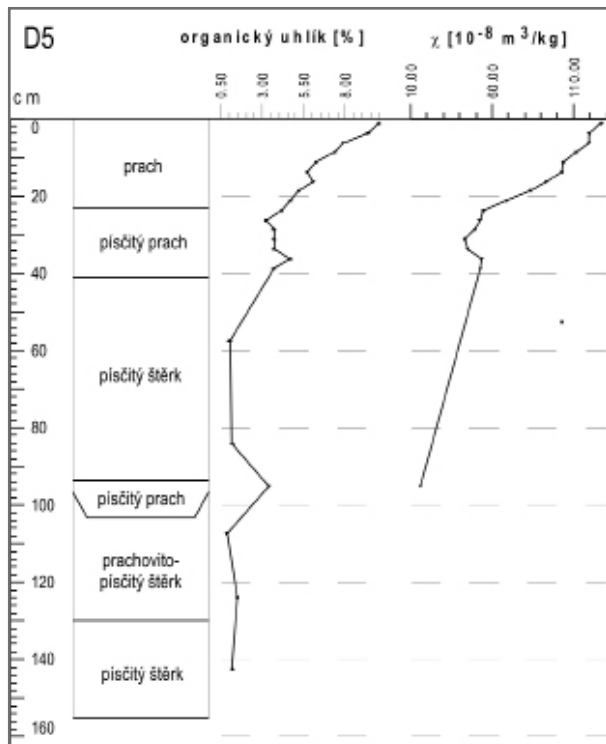
Obr. 3: Výsledky měření charakteristik vrtu D2 (χ – hmotnostně specifická magnetická susceptibilita).
 Fig. 3: Measured values of the core D2 (χ – mass specific magnetic susceptibility).



Obr. 4: Výsledky měření charakteristik vrtu D3 (χ – hmotnostně specifická magnetická susceptibilita).
 Fig. 4: Measured values of the core D3 (χ – mass specific magnetic susceptibility).



Obr. 5: Výsledky měření charakteristik vrtu D4 (χ – hmotnostně specifická magnetická susceptibilita).
 Fig. 5: Measured values of the core D4 (χ – mass specific magnetic susceptibility).



Obr. 6: Výsledky měřených charakteristik vrtu D5 (χ – hmotnostně specifická magnetická susceptibilita).

Fig. 6: Measured values of the core D5 (χ – mass specific magnetic susceptibility).

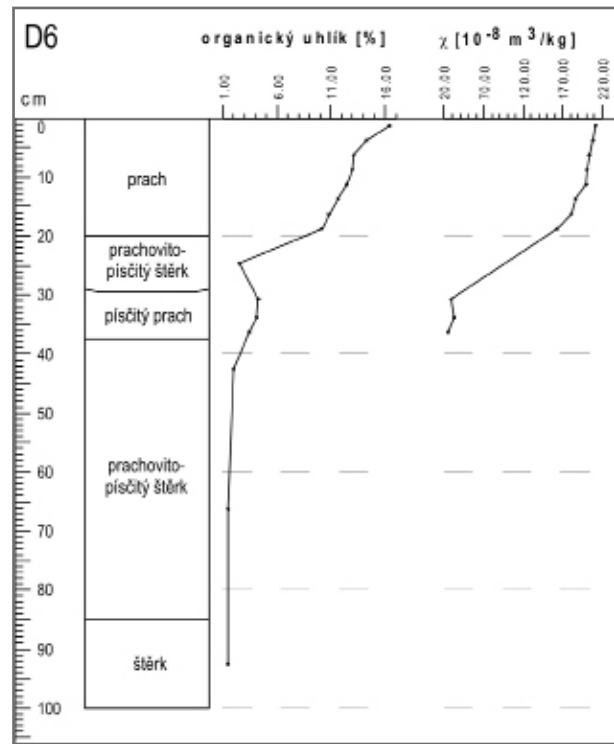
čerstvých sedimentů z inundace při povodni. Podle záznamů, které jsou k dispozici, je známo, že na toto místo dosáhly povodně v letech 2010 a 1997. Podle hodnot χ je zřejmé, že se jedná o mladé sedimenty, protože jsou v celé své mocnosti magneticky ovlivněny. Pokud bychom vycházeli z předpokladu, že vrchol křivky určuje 80. léta 20. století, pak by 75 cm sedimentů bylo výsledkem ukládání během cca 30 let. To, že jsou sedimenty velmi mladé, dokládá i nález fóliového plastu v hloubkách 17,5–22,5 a 72,5 cm.

Vrt D4 byl pořízen poblíž vrtu D3, ovšem mimo staré rameno. Vrstva svrchních jemnozrnných sedimentů (60 cm) obsahovala více písčité frakce než u vrtu D3. Pod touto vrstvou se nacházely štěrky do hloubky 107,5 cm. Po bližším prozkoumání bylo zřejmé, že se nejedná o korytovou facii, ale o úložiště odpadu, který obsahoval kusy betonu, cihel a ostrohranných stavebních břidlic. Pod touto vrstvou se nacházela znovu vrstva jemnozrnných sedimentů a v největší hloubce vrtu pak štěrková korytová facie. Vrstva odpadu musela vzniknout pravděpodobně až po roce 1954 vzhledem k obdělávané zemědělské půdě v těchto místech. Podle χ křivky by mohla být mladší než 30 let, protože χ maximum leží až pod ní v hloubce 125 cm (obr. 5). V hloubce 10 a 60 cm se našly kusy náplasti.

Křivky organického obsahu obou vrtů jsou velmi podobné, největší shoda je v lokálním maximu, které leží v hloubce 30 cm (D3), resp. 35 cm (D4).

D5 a D6

Vrty D5 a D6 jsou oba z prostoru za protipovodňovými valy, D6 je ze starého ramene, D5 ze sousedního prostoru nivy (viz obr. 1). Tato místa nebyla ovlivněna



Obr. 7: Výsledky měřených charakteristik vrtu D6 (χ – hmotnostně specifická magnetická susceptibilita).

Fig. 7: Measured values of the core D6 (χ – mass specific magnetic susceptibility).

žádnou povodní po roce 1962, pouze povodní 1997, která dosahovala značných rozměrů a dostala se zde skrz valy.

Křivky χ jsou podobné jako u vrtů D1 a D2 (obr. 6, 7), což je trochu neočekávané, protože vrty D1 a D2 nebyly ovlivněny povodní v roce 1997. Nepřítomnost vrcholu na křivce χ je zřejmě způsobena diskontinuitou dodávky sedimentů. Nižší polohy jemnozrnných sedimentů s nízkými hodnotami χ jsou pravděpodobně výsledkem sedimentace do roku 1962 a svrchní polohy výsledkem povodně v roce 1997.

Štěrková korytová facie vrtu D6 v hloubce 20–29 cm byla pravděpodobně vytvořena povodní v roce 1997, kdy se koryto mohlo stát znovu aktivním a mohlo transportovat větší dnové splaveniny.

Diskuze

Stratigrafie založená na industriálním znečištění

Jak už bylo řečeno v úvodu, magnetická susceptibilita je velmi citlivá na industriální znečištění – poléťavý prach ze spalování uhlí a produkce železa a cementu, odpadní vody a silniční dopravu. Díky tomu je industriální éra zachycena v magneticky ovlivněných sedimentech. Množství industriálního znečištění také zřejmě ovlivňuje hodnoty MS. Li et al. (2011) měřili sedimenty řeky Yangtze v letech 2004–2010 a zjistili signifikantní korelaci mezi narůstajícími hodnotami MS a narůstajícím množstvím spalovaného uhlí. Plater et al. (1998) ve Velké Británii zjistili vrchol MS, který odpovídá 50. letům 20. století, což souhlasí s kulminací těžkého průmyslu v západní Evropě. V zájmové oblasti, resp. v celé České republice, kulminovaly těžba uhlí, přidružený hutní průmysl a koncentrace

polétavého prachu v ovzduší v 80. letech 20. století a od té doby postupně klesají. Vrchol MS v 80. letech a následný pokles zaznamenali někteří čeští autoři pomocí ^{137}Cs datování (Hradecký, Pánek – dosud nepublikovaná data, Bábek et al. 2011).

Hodnoty MS a původ znečištění

Podle výsledků několika českých autorů (Hradecký, Pánek – dosud nepublikovaná data, Kadlec et al. 2009) a podle naměřených hodnot na řece Lučině (dosud nepublikovaná data) se χ starších sedimentů v hloubkách stává víceméně konstantní a osciluje kolem hodnoty $10 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Tuto hodnotu bychom tedy mohli považovat za přirozené pozadí regionu způsobené přirozenými faktory. Hodnoty χ vrtů D1 až D6 se pohybují v rozmezí $14,72\text{--}382,09 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, což ukazuje na vysoké magnetické ovlivnění sedimentů. Výsledky z méně industriálních regionů České republiky jsou např. $5\text{--}45 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Kadlec et al. 2009), $10\text{--}26 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Matys Grygar et al. 2011), $1\text{--}20 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Pánek et al. in press), $1,5\text{--}40 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Nehyba et al. 2011). Podobně vysoké hodnoty jako na Olši naměřili Li et al. (2011) v Číně v sedimentech řeky Yangtze: $35\text{--}212 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Li et al. (2011) považovali za hlavní zdroj magnetických částic industriální polétavý prach. Vzhledem k tomu, že zájmová oblast se nachází v jednom z evropských regionů s nejvyšším znečištěním ovzduší, byl polétavý prach také nejprve považován za hlavní faktor magnetického obohacení sedimentů. Ale později odebrané vzorky z aluvia řeky Lučiny, protékající stejným regionem, měly χ pouze do $100 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Vyšší hodnoty χ v zájmovém území na Olši jsou zřejmě způsobeny odpadními vodami z Třineckých železáren, kterými Olše protéká v délce 6 km.

Mocnost magneticky ovlivněných sedimentů a míra sedimentace

Svrchní jemnozrnné sedimenty všech jader jsou magneticky ovlivněny prakticky v celé své mocnosti, což znamená, že jsou velmi mladé. Jemnozrnné sedimenty vrtů D1, D2 a D6 byly s největší pravděpodobností uloženy

po odstavení ramen v 30. letech 20. století, jemnozrnné sedimenty ostatních vrtů jsou zřejmě stejně staré a pravděpodobně byly uloženy na dřívějším širokém šterkovém řečišti po napřimění toku a změně říčního vzoru.

Výstavba protipovodňových valů v roce 1962 ovlivnila sedimentační míry, což je patrné z rozdílné mocnosti povodňových sedimentů v prostoru před a za protipovodňovými valy. Mocnost povodňových sedimentů před valem je cca 100 cm, zatímco mocnost sedimentů za valem dosahuje pouze k 40 cm.

Závěr

Lidské zásahy v zájmové oblasti ovlivnily vývoj nivy a jsou zjevné jak v historickém, tak i sedimentárním záznamu. Souvislá vodohospodářská úprava řeky v 30. letech 20. století způsobila nejenom přímou změnu trasy toku a říčního vzoru, ale také vyvolala povodňovou sedimentaci jemnozrnného materiálu na dřívějším rozsáhlém řečišti s velkými šterkovými lavicemi. Stavba protipovodňových valů v roce 1962 pak ovlivnila míry sedimentace, povodňové jemnozrnné sedimenty se začaly kumulovat v prostoru mezi valy a mimo tento prostor se zřejmě dostala pouze povodeň v roce 1997.

Magnetická susceptibilita má velký potenciál využití jako stratigrafický prostředek pro recentní sedimenty. Nezbytné ale je identifikovat zdroj ferrimagnetických a ferromagnetických částic a dobu kulminace zdroje. V případě více zdrojů magnetických částic je situace složitější, pokud nemají stejnou dobu kulminace. Další studie jsou nezbytné pro hlubší poznání možností této metody.

Ačkoli většina prací hovoří o polétavém prachu jako o hlavním zdroji magnetického ovlivnění sedimentů, výsledky z Olše a Lučiny ukazují, že příspěvek polétavého prachu k hodnotám χ je limitován a významnou roli hrají další faktory, zřejmě odpadní vody z hutního průmyslu.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory projektu SGS15/PřF/2013 – Geomorfologie a geoekologie horských a podhorských regionů.

Literatura

- Brown, A. G. (1997): *Alluvial Geoarchaeology: Floodplain archeology and environmental change*. – Cambridge University Press, Cambridge, 377 pp.
- Bábek, O. – Faměra, M. – Hilscherová, K. – Kalvoda, J. – Dobrovolný, P. – Sedláček, J. – Machát, J. – Holoubek, I. (2011): Geochemical traces of flood layers in the fluvial sedimentary archive; implications for contamination history analyses. – *Catena*, 87, 281–290.
- Brosch, O. – Maníček, J. (1978): Studie ovlivnění odtokových poměrů v povodí Olše výhledovou činností Dolu ČSM ve Stonavě. – Ostrava.
- Dean, W. E. (1974): Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 242–248.
- Dearing, J. (1999): *Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System* – Bartington Instruments, Oxford.
- 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, 499–509.
- Kapička, A. – Jordanova, N. – Petrovský, E. – Ustjak, S. (2001): Effect of different soil conditions on magnetic parameters of power-plant fly ashes. – *Journal of Applied Geophysics*, 48, 93–102.
- Li, F. – Li, G. – Ji, J. (2011): Increasing magnetic susceptibility of the suspended particles in Yangtze River and possible contribution of fly ash. – *Catena*, 87, 141–146.
- Macoun, J. – Šibrava, V. – Tyráček, J. (1965): *Kvartér Ostravska a Moravské brány*. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 420 pp.
- Matys Grygar, T. M. – Nováková, T. – Mihaljevič, M. – Strnad, L. – Světlík, I. – Lisá, L. – Brázdil, R. – Máčka, Z. – Stachoň, Z. – Svitavská-Svobodová, H. – Wray, D. S. (2011): Surprisingly small increase of the sedimentation rate in the floodplain of Morava River in the Strážnice area, Czech Republic, in the last 1300 years. – *Catena*, 86, 192–207.
- Nehyba, S. – Nývlt, D. – Schkade, U. – Kirchner, G. – Franců, E. (2011): Depositional rates and dating techniques of modern deposits in the Brno reservoir (Czech Republic) during the last 70 years. – *Journal of Paleolimnology*, 45, 41–55.
- Pánek, T. – Smolková, V. – Hradecký, J. – Sedláček, J. – Zernitskaya, V. – Kadlec, J. – Pazdur, A. – Řehánek, T. (in press): Late-Holocene evolution of a floodplain impounded by the Smrdutá landslide, Carpathian Mountains (Czech Republic). – *The Holocene*.
- Petrovský, E. – Kapička, A. – Jordanova, N. – Knab, M. – Hoffmann, V. (2000): Low-field magnetic susceptibility: a proxy method of estimating increased pollution of different environmental systems. – *Environmental Geology*, 39, 312–318.
- Plater, A. J. – Ridgway, J. – Appleby, P. G. – Berry, A. – Wright, M. R. (1998): Historical Contaminant Fluxes in the Tees Estuary, UK: Geochemical, Magnetic and Radionuclide Evidence. – *Marine Pollution Bulletin*, 37, 343–360.
- Povodí Odry (1954): Státní vodohospodářský plán republiky Československé: Hlavní povodí Odry, dílčí SVP XVI Olše. – Brno.
- Útvar hlavního architekta okresu Karviná (1966): Kladné stanovisko k věci: Ochranná hráz řeky Olše v úseku Dětmarovice – Staré Město.

ACIDOBAZICKÉ VLASTNOSTI PŮD NA LOKALITĚ KOŇSKÝ SPÁD (MORAVSKÝ KRAS)

Acid-base properties of the soils in Koňský Spád site (Moravian Karst)

Marika Jabůrková, Jiří Faimon

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 211741@mail.muni.cz

(24-23 Protivanov)

Key words: Moravian Karst, Coniferous forest, Koňský Spád side, Acid-base reactions, pH

Abstract

Soils generally produce humic substances that are a source of percolating water acidity. The acidity is believed to be associated with the type of vegetation cover. The karst soils formed under coniferous in the Koňský Spád site (Moravian Karst) were studied to deduce a risk for karst/cave environment. The soils were classified as strongly acidic, based on the minimum of pH values of soil leachates (pH ~ 2.99 in KCl solution; pH ~ 3.82 in water). It was found that the soil acidity markedly exceeds the soil alkalinity and that the acidity of upper soils horizons exceeds the acidity of the lower horizons. The very low variability in the spatial distribution of acid-base parameters (pH, acidity, and alkalinity) indicates that a uniform type of vegetation produces nearly identical acid-base properties. The results showed that acidity of the soil under coniferous vegetation is responsible for a strong aggressiveness to underlying rocks. However, it seems evident that (i) the acidity is neutralized on the base of soil profile by reaction with limestone clasts and that (ii) the acidic solutions do not permeate deeper into vadose zone/caves.

Úvod

Krasové půdy se významně podílí na krasových procesech. Produkují CO₂ a huminové látky, které se rozpouští ve vodě prosakující půdním profilem. Z huminových látek jsou v popředí zájmu především fulvové a huminové kyseliny, které jsou zdrojem acidity prosakujících vod. Obecně se soudí, že rozdílné půdy specificky vytvořené pod určitým typem vegetace mohou v odlišném rozsahu ovlivňovat složení vody a následně i krasové procesy – rozpouštění vápenců a růst kalcitových speleotém (Schwarzová et al.

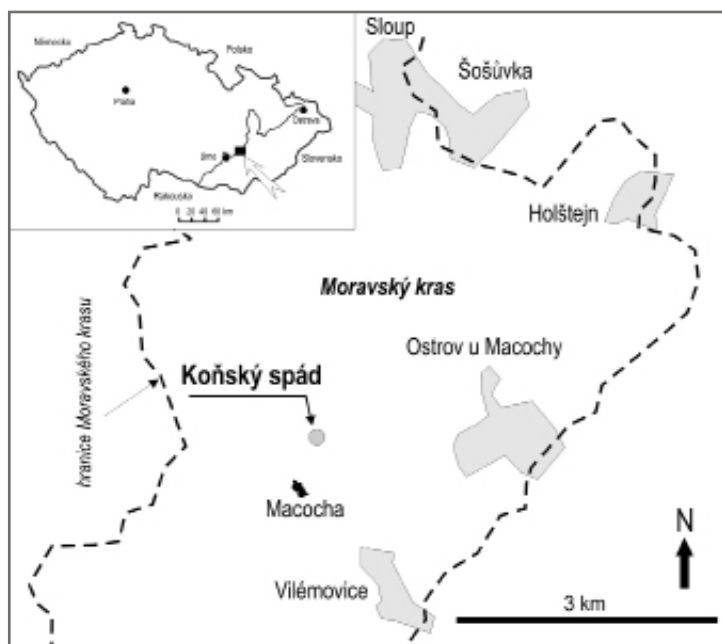
2005, Ličbinská et al. 2010). Přítomnost huminových látek byla již v minulosti ve skapových vodách prokázána (Schwarzová et al. 2005, Ličbinská 2011), doposud však není zcela objasněno, zda tyto látky mohou ovlivnit růst speleotém. Cílem práce bylo (i) určit acidobazické parametry půd vzniklých pod smrkovou monokulturou na lokalitě Koňský spád, (ii) ověřit variabilitu plošné distribuce těchto parametrů a (iii) odhadnout míru ovlivnění krasových procesů.

Místo studia

Lokalita Koňský spád se nachází v severní části CHKO Moravský kras (obr. 1), asi 500 m s. od propasti Macocha (souřadnice 49° 22' 22" N a 16° 45' 42" E). Horninové podloží na této lokalitě je tvořeno světle šedými vilémovickými vápenci (Dvořák 1993), které jsou součástí macoškého souvrství. Koňský spád je lokalita charakteristická starší smrkovou monokulturou. Dominuje zde smrk ztepilý, v bylinném patře se vyskytují rostliny netypické pro krasové oblasti (kociánek dvoudomý, brusnice borůvka, mařinka vonná), které vytlačily původní rostlinná společenstva. Hojně jsou zastoupeny lišejníky a houby, ojediněle se vyskytují keře.

Metodika

Odběr vzorků proběhl v říjnu 2011. Vzorky půd byly odebírány ze (1) svrchních horizontů z hloubek 0–5 cm (po odstranění opadanky) a (2) spodních horizontů, nalézajících se co nejbližší podložním horninám, z hloubek 20–70 cm. Na většině odběrných míst byly ve spodním horizontu nalezeny velké vápencové klasty, znemožňující hlubší odběr



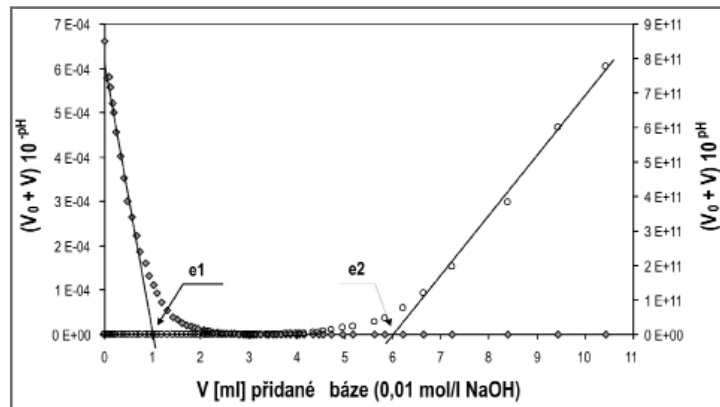
Obr. 1: Místo odběru půdních vzorků – s. část Moravského krasu (upraveno podle Balák 2013, nepublikovaná práce).

Fig. 1: The soil sampling site – the north part of Moravian Karst (based on Balák 2013, unpublished work).

půd. Celkem bylo odebráno 12 vzorků na 6 odběrných místech zvolených v jedné linii po 15 metrech směrem SSV. Vzorky byly sušeny v laboratoři na filtračních papírech při pokojové teplotě po dobu 3 týdnů.

Při určování pH půd se postupovalo v souladu s normou ISO 13090. Z původního suchého vzorku půd byla kvartací odebrána část vzorku a přesívána za sucha sítím s velikostí oka 2 mm. Podsítná frakce < 2 mm představovala tzv. jemnozem, která byla použita k loužení pórových roztoků a snadno rozpustných látek. Byly použity dva typy loužicích roztoků, deionizovaná voda a 1 mol/l roztok KCl. Navážka 5 g z frakce pod 2 mm byla smíchána s 25 ml destilované vody (vodný výluh), případně s 25 ml roztoku KCl (výluh KCl). pH bylo změřeno po 22 hodinách přístrojem WTW pH 330i/set a elektrodou SenTix 41.

Výluhy destilovanou vodou byly použity i ke stanovení acidity/alkalinity. Acidita a alkalita vodných výluhů byla stanovena acido-bazickou mikrotitrací s potenciometrickou indikací metodou titrační křivky. Titrační činidlo pro stanovení alkality byl 0,01 mol/l roztok HCl, pro stanovení acidity 0,01 mol/l roztok NaOH. Ke standardizaci NaOH byla použita kyselina šťavelová, ke standardizaci HCl byl použit NaHCO_3 . Naměřená data byla vyhodnocena pomocí Granovy metody (Stumm – Morgan 1996). Hodnoty byly vyneseny do grafu a z průběhu titračních křivek byly určeny body ekvivalence. Byla rozlišena celková a minerální acidita (obr. 2). Nalezená hodnota acidity/alkalinity byla přepočtena na obsah bází a kyselin v 1 kg zkoumaného vzorku půdy.



Obr. 2: Stanovení acidity alkalimetrickou titrací. Body ekvivalence (e1 – minerální acidita, e2 – celková acidita). V_0 je počáteční objem vzorku, V je objem přidaného titračního činidla (0,01 mol/l NaOH).

Fig. 2: Acidity determination by alkalimetric titration. The equivalence points (e1 – mineral acidity, e2 – total acidity). V_0 is starting volume of the sample, V is the volume of added titration reagent (0.01 mol/L NaOH).

Výsledky

Ve výluzech půd se pH pohybovalo v rozmezí 3,82–5,48 (H_2O) a 2,99–4,05 (KCl). Hodnoty pH ve svrchním půdním horizontu byly systematicky nižší než ve spodním horizontu: ve svrchních horizontech se pH pohybovalo v rozmezí 3,82–4,40 (H_2O) a 2,99–3,54 (KCl) a v horizontech spodních v rozmezí 4,55–5,48 (H_2O) a 3,57–4,05 (KCl). Acidita dominovala na všech lokalitách, celková acidita variovala v rozmezí od 1,4 do 32 mekv/kg. Obsah silných kyselin (minerální acidita) se pohyboval

od 0,4 do 2,4 mekv/kg. Obsah slabých kyselin (rozdíl mezi celkovou a minerální aciditou) činil 1,2 až 30,6 mekv/kg. Celková acidita a podíl slabých kyselin byl vyšší ve svrchních horizontech. Podíl slabých kyselin na všech místech výrazně převyšoval podíl silných kyselin. Hodnoty naměřených alkalit se pohybovaly od 0 do 1,6 mekv/kg. Jedná se o hodnoty velmi nízké v porovnání s celkovou aciditou a podílem slabých kyselin. Převaha acidity koresponduje s nízkým pH.

Diskuze

Studované půdy byly zařazeny do kategorie rendzin, které v oblasti Moravského krasu jednoznačně dominují. Na základě kyselé půdní reakce a hnědé až narezlé barvě byly půdní vzorky označeny jako rendzina kambická. To je ve shodě s Ličbinskou (2011). Hodnoty $\text{pH} < 4,5$ naznačují, že jsou v půdních roztocích přítomny silnější kyseliny než kyselina uhličitá. Zvýšená acidita půdních výluhů je většinou připisována přítomnosti huminových látek, především fulvových kyselin (Stumm – Morgan 1996). Není vyloučen ani vliv kyselin dusíku a síry z atmosférických srážek. Všechny půdy lze označit jako silně kyselé (Tomášek 2007, Arshad – Coen 1992). Nalezená minima pH jsou ještě nižší než ta zjištěná Schwarzovou et al. (2005) v půdách jehličnatého porostu (pH až 3,7/KCl). Studované půdy vykazují nižší pH a vyšší agresivitu vůči vápencovému podloží v porovnání s půdami pod listnatým porostem ($\text{pH} \sim 3,9\text{--}5,3/\text{KCl}$, viz Márová 2011) nebo pod travnatou vegetací (6,4–7,2/KCl, Rubeš 2009, a 4,1–6,7, Rubeš 2011). Na základě „odvápnění“ vyšších půdních horizontů a poklesem acidity v horizontech s vápencovými klasty lze předpokládat, že na bázi půdního profilu reakcí s karbonáty dochází k neutralizaci prosakujících roztoků. To je v souladu se závěry Ličbinské (2011). Zdá se tedy, že předpoklady či domněnky o průniku kyselých vod až do jeskyní s následnou korozí speleotém jsou neopodstatněné. Dokazují to i práce, dokladující neutrální až slabě alkalickou oblast pH skapových vod v jeskyni (Faimon – Zajíček 2001). Vzhledem k malému rozmezí hodnot pH ($4,54 \pm 0,28/\text{H}_2\text{O}$, $3,57 \pm 0,18/\text{KCl}$), alkality ($0,57 \pm 0,28$), minerální acidity ($0,99 \pm 0,35$) a celkové acidity ($10,62 \pm 4,87$) (intervaly spolehlivosti na hladině významnosti $\alpha = 0,05$), lze označit půdy pod jehličnatou vegetací na lokalitě Koňský spád jako půdy s homogenními acidobazickými vlastnostmi.

Závěr

Cílem této studie bylo (i) určit acidobazické parametry půd vzniklých pod smrkovou monokulturou na lokalitě Koňský spád, (ii) ověřit variabilitu plošné distribuce těchto parametrů a (iii) odhadnout míru ovlivnění krasových procesů. Výluhy studovaných půd byly značně kyselé, dosahovaly $\text{pH} \sim 2,99$ (v roztoku KCl), respektive $\sim 3,82$ (výluh ve vodě). Acidita výrazně převažovala nad alkalitou: jak obsahem silných kyselin, tak slabých kyselin. Nízká prostorová variabilita pH, acidity a alkality naznačila,

že půdy na lokalitě s jehličnatou vegetací mají obdobné acidobazické vlastnosti. Půda je značně agresivní vůči vápencovému podloží ve srovnání s půdami pod jiným typem vegetace. Jehličnatá vegetace tak zřejmě přispívá k intenzivnější denudaci povrchu krasu. Otupující se acidita směrem do hloubky půdního profilu však naznačuje, že prosakující kyselé půdní roztoky jsou v nižších půdních subhorizontech neutralizovány reakcemi s vápencovými klasty. Pronikání kyselých roztoků hluboko do vadózní

zóny (jeskyní) je málo pravděpodobné. Teoreticky by mohlo být spojeno pouze s velmi rychlým průnikem vody krasovým profilem širokými puklinami.

Poděkování

Práce byla zaštitěná institucionální podporou výzkumu Masarykovou univerzitou v roce 2011–2012 a je součástí diplomové práce M. Jabůrkové. Autoři děkují recenzentovi J. Zemanovi za kritické připomínky.

Literatura

- Arshad, M. A. – Coen, G. M. (1992): Characterization of soil quality: Physical and chemical criteria. – *American Journal of Alternative Agriculture*, 7, 5–12.
- Dvořák, J. (1993): Odkrytá geologická mapa Moravského krasu. – In: Musil, R. (1993): *Moravský kras – Labyrinty poznání*, GEO program, Adamov.
- Faimon, J. – Zajíček, P. (2001): Studium samovolné destrukce „jemných sintrových forem“. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2000*, VIII, 1, 104–105. Brno.
- Ličbinská, M. – Hýlová, L. – Faimon, J. (2010): Acid-base reactions of karst soils in dependence on vegetation type. – *Slovenský kras (Acta Carsologica Slovaca)*, Liptovský Mikuláš: Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, roč. 48, č. 1, s. 99–104.
- Ličbinská, M. (2011): Vliv rostlinného pokryvu na geochemii recentních krasových procesů – MS, disertační práce, MU Brno.
- Márová, L. (2011): Ovlivnění krasových procesů půdami listnatého lesa. – MS, diplomová práce, MU Brno.
- Otava, J. (2006): Geologie Moravského krasu ve vztahu k živé přírodě. – *Ochrana přírody*, 61(8), 230–232. Praha.
- Rubeš, D. (2009): Acidobazické vlastnosti půdních roztoků pod travnatým porostem (Moravský kras). – MS, bakalářská práce, MU Brno.
- Rubeš, D. (2011): Ovlivnění krasových procesů půdami pod travnatou vegetací. – MS, diplomová práce, MU Brno.
- Schwarzová, M. – Faimon, J. – Štelcl, J. – Zajíček, P. – Křištof, I. (2005): Acidobazické reakce výluhů půd na vybraných lokalitách Moravského krasu. — *Geologický výzkum na Moravě a ve Slezsku v r. 2004*, XII, 1, 115–116. Brno.
- Stumm, W. – Morgan, J. J. (1996): *Aquatic Chemistry. Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters*. – John Wiley & Sons, New York. 1022 pp.
- Tomášek, M. (2007): *Půdy České republiky*. – Česká geologická služba. Praha, 68 s.

RYCHLOSTI SEDIMENTACE RECENTNÍCH FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ V MRTVÝCH RAMENECH MORAVY MEZI POSTŘELMOVEM A OLOMOUCÍ

Sedimentation rates of recent fluvial sediments in oxbow lakes of the Morava river between Postřelmov and Olomouc

Ondřej Kieľar¹, Ondřej Bábek²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175631@mail.muni.cz

² Katedra geologie, Univerzita Palackého v Olomouci, 17. listopadu 12, 77146 Olomouc

(24-22 Olomouc, 14-43 Mohelnice)

Key words: Morava River, stratigraphy, oxbow lakes, sedimentation rate, ¹³⁷Cs dating

Abstract

This study is focused on the recent fluvial sediments in oxbow lakes of the Morava river in central Moravia. A series of shallow drill cores shows a distinct vertical stratification of the sediments due to colour and grain size. The recent sedimentation rates were measured by using the dating by ¹³⁷Cs. The northern part of the area shows sedimentation rates up to 2 cm per year while in the southern part, the sedimentation rates are between 2.5 a 5.5 cm per year. High rates could be up to 7.5 cm per year, which is comparable with other studies from the Morava river catchment.

Úvod

Mezi roky 2009 a 2011 byly v nivě horního toku Moravy mezi Postřelmovem a Olomoucí odebrány recentní sedimenty ze slepých a poloslepých mrtvých ramen z 6 lokalit (Habermanův mlýn, HA, 49° 55' 40,448" N, 16° 54' 56,848" E; Lesnice, LE, 49° 53' 5,212" N, 16° 55' 27,887" E; Zvole, 49° 50' 25,601" N, 16° 55' 37,47" E; Doubravice-Moravičany, MOR 49° 44' 56,486" N, 16° 58' 51,824" E; Litovelské luhy, LIT, 49° 41' 49,145" N, 17° 7' 13,906" E; Kurfürstovo rameno, CH, 49° 39' 38,584" N, 17° 12' 46,293" E) (WGS 84). Lokality vznikly buď při regulaci toku (Zatloukal 1957, Krejčí 2009) nebo v přirozeném meandrujícím systému řeky Moravy (Bábek et al. 2012). Mrtvá ramena řek fungují jako sedimentační pasti (Perry et al. 2007) a vytvářejí vhodné sedimentární archivy. Jejich studium přináší poznatky o změně životního prostředí v čase a prostoru, jak bylo studováno v nivě Moravy jižně od Olomouce (Bábek et al. 2008, Kadlec et al. 2008, Grygar et al. 2009). Území spadá do teplé klimatické oblasti s roční průměrnou teplotou 7 až 9 °C a s úhrnem srážek 500 až 600 mm za rok. Průměrný průtok řeky Moravy se pohybuje nad Litovlí do 20 m³·s⁻¹ a pod Litovlí 20 až 25 m³·s⁻¹. Nejvýznamnějšími přítoky jsou Desná, Moravská Sázava a Třebůvka. Článek přináší část výsledků z širšího výzkumu o antropogenním vlivu na recentní fluviální sedimenty v horní nivě řeky Moravy, konkrétně jsou zde zhodnoceny výsledky výzkumu rychlostí sedimentací, litologie a stratigrafie.

Metodika

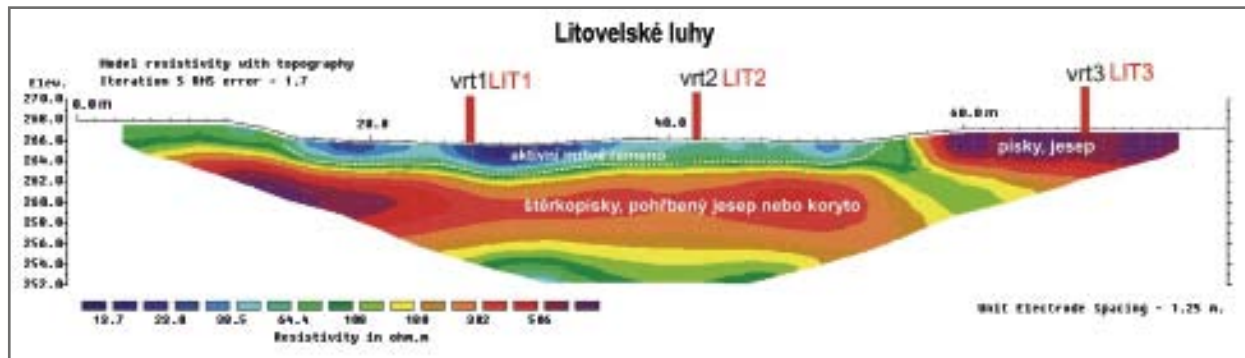
Bylo odebráno 20 jader, do hloubky 50 až 170 cm pod povrchem, ručním píšťovým vzorkovačem Eijkkamp Multisampler o vnitřním průměru 40 mm (Holandsko). Při odběru docházelo k mírnému stlačení jader, proto uvedené hodnoty hloubky odebraných vzorků jsou v této

práci korigovány na kompakci (lineární model). Jádra byla v laboratoři nafotografována, krájena po 0,5 cm a vzorky byly sušeny při 50 °C po dobu cca 24 hodin. Byl proveden makroskopický popis facií včetně odhadu zrnitosti. Vybrané vzorky byly analyzovány laserovým granulometrem Cilas 1060 (Quantachrome VB) s horní hranicí detekce 450 μm. Metodou multielektrodového odporového profilování (systém ARES, GF Instruments, s. r. o., ČR) byly změřeny tři 2D profily na 2 lokalitách. Na kapamůstku KLY-4 (AGICO, s. r. o., ČR) byla měřena hmotnostně-specifická magnetická susceptibilita (MS) s vertikálním intervalem 0,5 cm. K měření kolorimetrie byl využit ruční spektrální fotometr SP-62 (X-Rite, USA) snímající viditelné spektrum (400 až 700 nm) s rozlišením 10 nm. K relativnímu datování byla měřena hmotnostní aktivita (a_m) ¹³⁷Cs na laboratorním gamaspektrometru GR 320 (Georadis, s. r. o., ČR). Hodnoty a_m byly měřeny s vertikálním intervalem 4 až 6 cm s dobou měření 30 minut.

Výsledky a diskuze

Litologie a stratigrafie

Zkoumané sedimenty lze klasifikovat jako jílovito-písčité silty (frakce siltu: 81 % až 90 %; jílová frakce: 8 % až 15 %; písková frakce: 1 % až 12 %). Nejčastější zjištěnou frakcí byl hrubý silt až velmi jemný písek. Frakce siltu a velmi jemného písku jsou přibližně stejně zastoupeny. V menší míře jsou zastoupeny hrubší frakce jemného písku, středně hrubého písku a hrubého písku, transportované při větších průtocích například při jarním tání nebo při povodních. Významná je přítomnost organických horizontů od lamin až po několikacentimetrové vrstvičky obsahující organický materiál v různém stadiu rozložení. Hrubší frakce obsahují často zbytky antropogenního materiálu (cihly, struska z metalurgie).



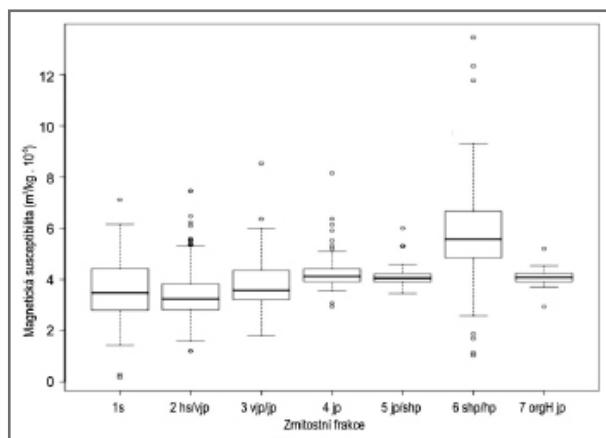
Obr. 1: Geofyzikální profil elektrické rezistivity na lokalitě Litovelské luhy.
 Fig. 1: Geophysical profile of electric resistivity at the Litovelské luhy locality.

Měření elektrické rezistivity

Jedná se o vhodnou nedestructivní metodu pro studium především přirozených mrtvých ramen. Hodnoty měrného odporu, které jsou závislé na zrnitosti klastických sedimentů, velmi dobře korelují s litologií odebraných sond LIT1, LIT2 a LIT3 na lokalitě Litovelské Luhy (vrt 1, 2 a 3, viz obrázek 1). V sondě LIT1 byl zastížen sediment především prachové frakce s vrstvičkami organické sedimentace, které vyplňují staré koryto s typickými hodnotami měrného odporu mezi 10 a 30 Ω.m. Sonda LIT2 prezentuje častější změnu litologie mezi prachovými a pískovými vrstvičkami s méně výraznou organickou sedimentací. LIT3 spadá do oblasti s vysokým měrným odporem (380 až 600 Ω.m) a litologicky se jedná o jemný až středně hrubý písek. V profilu (obr. 1) je patrné opuštěné koryto zanesené jílovito-prachovitým sedimentem, zřetelný pískový jespé a ve spodní části profilu se nachází starší šterkopískové těleso.

Magnetická susceptibilita

Naměřené hodnoty MS jsou relativně nízké a nevykazují velké rozdíly. MS se pohybuje mezi 1×10^{-7} až



Obr. 2: Distribuce magnetické susceptibilita: s – silt; hs/vjp – hrubý silt/velmi jemný písek; vjp/jp – velmi jemný písek/jemný písek; jp – jemný písek; jp/shp – jemný písek/středně hrubý písek; shp/hp – středně hrubý písek/hrubý písek; orgH jp – organický horizont s jemným pískem.

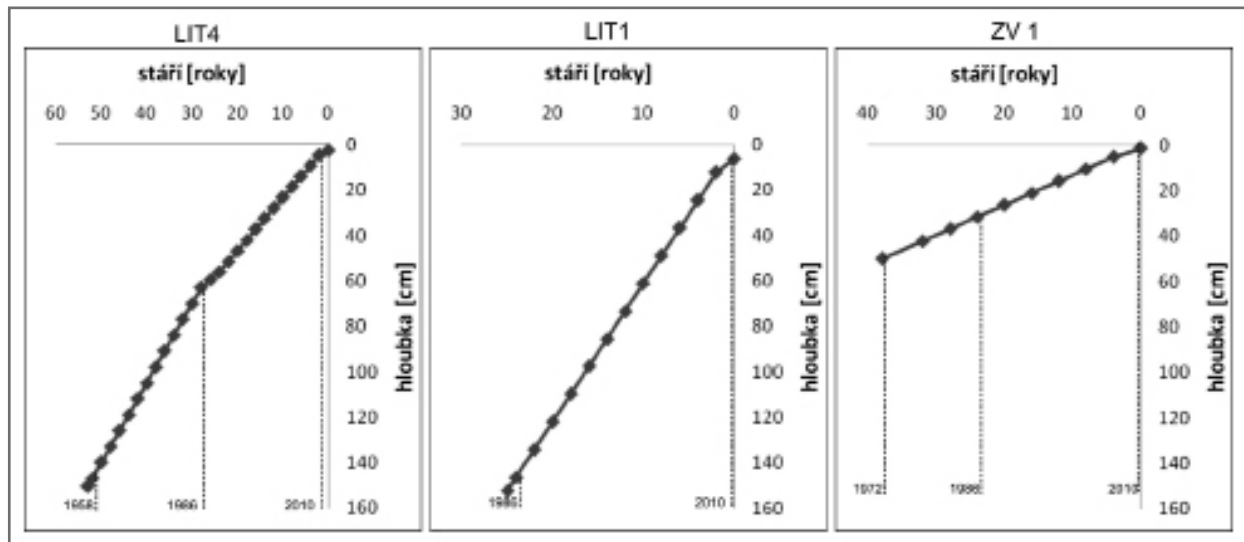
Fig. 2: Distribution of magnetic susceptibility: s – silt; hs/vjp – coarse silt/very fine sand; vjp/jp – very fine sand/fine sand; jp – fine sand; jp/shp – fine sand/medium sand; shp/hp – medium sand/coarse sand; orgH jp – organic horizon with fine sand.

$1 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Je vidět, že MS souvisí částečně s litologií (obr. 2), ale nedá se vyvodit všeobecný závěr, který se v literatuře často objevuje (Lisá et al. 2012), že jemnozrnnější frakce sedimentu mají vyšší MS (e. g. Lisá et al. 2008). Modální složení sedimentu může mít větší vliv než zrnitost (např. Ghilardi et al. 2007). Jílovo-prachová frakce měla povětšinou konstantní vývoj MS. Ve špatně vytříděných sedimentech s obsahem hrubších klastů dochází k rozkolísání hodnot MS. Rozkolísání je pravděpodobně způsobeno různým složením hrubých klastů; např. klasty diamagnetického křemene snižují MS v sondě CH1 směrem k hrubším písčitém frakcím v podloží. Opačný případ je patrný u sondy LIT4, ve které písčové vrstvičky vykazují vyšší MS než prachové. Nejvyšších hodnot MS dosahuje frakce středně hrubého písku až hrubého písku (obr. 2). Tato frakce vykazuje i největší rozsah hodnot. To opět ukazuje na důležitost složení při interpretaci MS.

Nejvyšší MS byla naměřena v sondě HA1 na lokalitě Habermanův mlýn, kde jemnozrnný písčito-prachovitý sediment obsahoval významné množství klastů strusky. Zvýšená MS byla naměřena u MORIV u Moravičan, kde se jednalo o homogenní prachový sediment s výrazně vysokou 13% jílovou složkou. Tento horizont má zvýšené koncentrace těžkých kovů o desítky procent oproti podloží a nadloží, což by mohl být jeden z vlivů na zvýšenou MS (Kielar 2011).

Kolorimetrie

Z měření kolorimetrie vyplývá, že se sedimenty dají rozdělit do dvou skupin. První skupina, která má homogennější barevnostní škálu, zahrnuje například sondy CH1, CH2, MORI a MORIV. Jedná se o skupinu, pro kterou je typické posunutí faktoru CIEa* směrem ke žluté při stejných hodnotách faktoru CIEa* jako u druhé skupiny (CIEa* 1,2–4,0; CIEb* 11–18). Sondy CH1, CH2, MORI a MORIV byly odebrány na lokalitách, které jsou stále propojené s hlavním tokem. V těchto místech patrně dochází k rychlejší oxidaci organické hmoty a tvoření žlutooranžových oxohydroxidů Fe (goethit). Druhá skupina sedimentů má širší interval naměřených barev od tmavšího spektra až ke spektru světlejšímu u parametru CIEa* mezi zelenou a červenou a u parametru CIEb* se viditelně posouvají směrem k modré oproti první skupině (CIEa* 0,3–5,0; CIEb* 3–15). Jde o sedimenty z míst, kde převládá nebo po část vývoje převládala organická sedimentace v uza-



Obr. 3: Věkový model pro vrtná jádra LIT4, LIT1 a ZV1 odvozený z cesiového datování. Rok 1986 poukazuje na pík způsobený spadem z černobylské havárie.

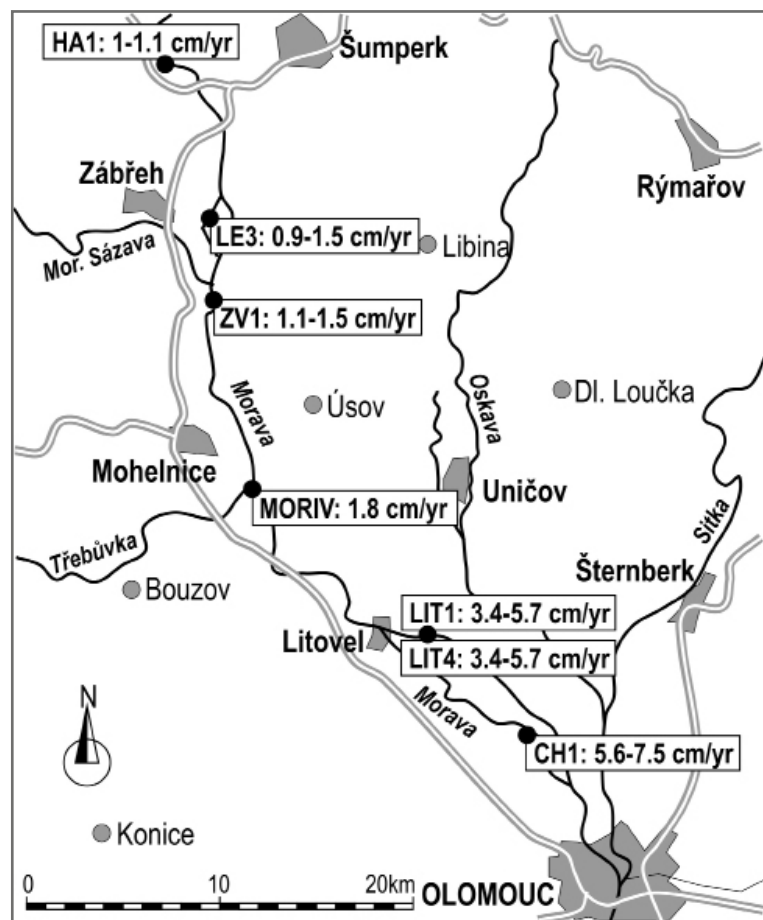
Fig. 3: Age Model for LIT4, LIT1 and ZV1 cores derived from cesium dating. 1986 refers to peak values due to atmospheric fallout from the Chernobyl accident.

vřeném meandru bez přínosu čerstvé vody, jak je tomu na lokalitách Litovelské luhy, Zvole, Lesnice a Kurfürstovo rameno zadní část. Světlejší sediment je většinou prezentován hrubšími pískovými vrstvičkami sedimentovanými při vyšších vodních stavech, anebo se jedná o postdepozičně oxidované vrstvičky.

Kurfürstovo rameno. Podobná rychlost byla stanovena v mrtvém rameni Čerták u Uherského Hradiště (Bábek et al. 2008), kde rychlost sedimentace byla až 7,7 cm/rok během 1986 až 2007. Rychlost sedimentace 7 až 8 cm/rok z Kurfürstova ramena reprezentuje rané stadium zaplňo-

Datování ^{137}Cs a rychlost sedimentace

Izotop ^{137}Cs se dostal do přírodního prostředí během pokusů s atomovými zbraněmi v 50. a 60. letech 20. století a dále při katastrofách v jaderných elektrárnách např. v dubnu 1986 v Černobylu. Hmotnostní aktivita ^{137}Cs byla změřena u 13 sedimentárních jader z 6 lokalit. Maxima hmotnostních aktivit, které odpovídají katastrofě v Černobylu, mají rozsah od 74,2 Bq/kg u CH4 až po 318 Bq/kg u ZV1. Nejvyšší hmotnostní aktivity byly změřeny u lokality Zvole v sondě ZV1 v hloubce 31 cm (318 Bq/kg) a u lokality Lesnice v sondách LE3 v hloubce 36 cm (226,36 Bq/kg) a LE6 v hloubce 55 cm (212,6 Bq/kg). Izotop ^{137}Cs je geochemicky poměrně mobilní, zejména ve zvodních s vysokou permeabilitou (písky), a proto změřená maxima mohou být ovlivněna postdepoziční migrací, která hmotnostní aktivitu mohla snížit nebo zvýšit (Ciszewski et al. 2008). V Mohelnické brázdě se rychlosti sedimentace pohybují v rozmezí 1 až 1,5 cm/rok (obr. 4). Zde byla pravděpodobně rychlost negativně ovlivněna regulací toku, která proběhla na většině délky toku Moravy. Dolní hranice rychlosti sedimentace v Hornomoravském úvalu leží kolem 2 cm/rok a maximální zjištěná hodnota je 7 až 8 cm/rok ze sondy CH1 na lokalitě



Obr. 4: Distribuce rychlosti sedimentace (1986–2010).

Fig. 4: Distribution of sedimentation rates (1986–2010).

vání opuštěného meandru při ústí řeky s velkým přínosem sedimentu. Báze sedimentu z Kurfürstova ramena je stanovena na rok 1993, kdy došlo k vyčizení sedimentu (Krejčí 2009). Rychlosti sedimentace z lokality Litovelské luhy reprezentují distální část mrtvého ramene; u LIT1 a LIT2 se jedná o rané stadium, kdy je rychlost sedimentace rychlejší a pohybuje se mezi 3,5 a 6 cm/rok pro období 1986 až 2010. LIT4 a LIT5 v období mezi 1986 a 2010 reprezentují stav v pozdější fázi zaplňování s hodnotami pohybujícími se mezi 1,9 a 2,3 cm/rok. K vypočítání přibližného stáří báze LIT4 byla použita průměrná rychlost sedimentace LIT4 mezi roky 1986 a 2010, která je 2,33 cm/rok, dále průměr rychlostí sedimentace sond LIT1 a LIT2, který je 4,6 cm/rok. Obrázek 3 představuje model rychlosti sedimentace u LIT4, LIT1 a ZV1.

Průměrná rychlost sedimentace má proto hodnotu 3,5 cm/rok. Pomocí této průměrné hodnoty bylo stáří báze stanoveno na rok 1959. Obrázek 4 prezentuje distribuci rychlostí sedimentace na celém studovaném území.

Závěry

Sedimenty mrtvých ramen představují kombinace sedimentace jednak organického detritu a peliticko-aleuritické frakce střídající se s vrstvičkami hrubších frakcí, které byly transportovány a sedimentovány při větších prů-

tocích. Během střídání sedimentačních podmínek dochází k občasnému opadnutí vody a zastavení sedimentace. Při delším opadnutí se mění fyzikální a chemické vlastnosti sedimentů a proto jsou interpretace výsledků obtížnější než u sedimentů trvale zaplavených jezer a přehrad s nepřerušovaným vývojem sedimentace (cf. Sedláček 2009). Práce ukázala vhodnost metody elektrické rezistivity při studiu mrtvých ramen. Měření hmotnostní aktivity ^{137}Cs přineslo nové poznatky o rychlosti sedimentace vztahující se především na období mezi roky 1986 a 2010. Průměrná rychlost sedimentace v přírodním prostředí Litovelského Pomoraví se pohybuje mezi 3,5 a 5,5 cm/rok během prvotního zaplňování mrtvých ramen. V pozdější pomalejší fázi zaplňování se hodnoty pohybují mezi 1,9 a 2,3 cm-rok⁻¹. V Mohelnické brázdě, kde je většina toku Moravy upravena (Kilianová 2000) a tím i zabráněno přirozenému rozlévání Moravy, se rychlost sedimentace pohybuje mezi 1 až 2 cm/rok.

Poděkování

Toto studium bylo financováno z projektu GAČR P210/12/0573 „Pozdně kvartérní seismogenní zlomová aktivita a související vývoj sedimentačních pánví ve východní části Českého masivu“.

Literatura

- Bábek, O. – Hilscherová, K. – Nehyba, S. – Zeman, J. – Famera, M. – Franců, J. – Holoubek, I. – Machát, J. – Klánová, J. (2008): Contamination history of suspended river sediments accumulated in oxbow lakes over the last 25 years. – *Journal Soil Sediments*, 8, 3, 165–176.
- Bábek, O. – Bartošová, L. – Homola, R. – Lepařová, H. (2012): Geofyzikální obraz holocenního vývoje meandrujícího systému řeky Moravy v hornomoravském úvalu. – *Konference 18. kvartér 2009, Sborník abstraktů 2012*, Brno.
- Ciszewski, D. – Czajka, A. – Blazej, S. (2008): Rapid migration of heavy metals and ^{137}Cs in alluvial sediments, Upper Odra River valley, Poland. – *Environmental Geology*, 55, 1577–1586.
- Grygar, T. – Světlík, I. – Lisá, L. – Koptíková, L. – Bajer, A. – Wray, D. S. – Ettlér, V. – Mihaljevič, M. – Nováková T. – Koubová, M. – Novák, J. – Mačka, Z. – Smetana, M. (2009): Geochemical tools for the stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava river in Strážnické Pomoraví, Czech Republic from the last millennium. – *Elsevier*, 80, 106–121.
- Ghilardi, M. – Kunech, S. – Styllas, M. – Fouache, E. (2007): Reconstruction of Mid-Holocene sedimentary environments in the central part of the Thessaloniki Plain (Greece), based on microfacial identification, magnetic susceptibility and braun-size analyse. – *Geomorphology*, 97, 617–630.
- Kadlec, J. – Grygar, T. – Světlík, I. – Ettlér, V. – Mihaljevič, M. – Diehl, J. F. – Beske-Diehl, S. – Vitásková-Svobodová, H. (2009): Morava river floodplain development during the last millennium, Strážnické Pomoraví, Czech republic. – *Holocene*, 19, 3, 499–509.
- Kielar, O. (2011): Stratigrafie a kontaminace recentních sedimentů ve vybraných sedimentačních pastech podél toku řeky Moravy. – MS, diplomová práce PFF MU, Brno.
- Kilianová, H. (2000): Řeka Morava na mapách III. vojenského mapování z let 1876–1880: příspěvek k fluvialní dynamice. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999*, 27–30.
- Krejčí, M. (2009): Plán péče o přírodní památku Kurfürstovo rameno na období 2010–2020. – MS, Biologická práce a hodnocení pro Agenturu ochrany krajiny a přírody ČR a Správu CHKO Litovelské Pomoraví, Litovel.
- Lisá, L. – Lisý, P. – Chadima, M. – Čejchan, P. – Bajer, A. – Cílek, V. – Suková, L. – Schnabl, P. (2012): Microfacies description linked to the magnetic and non-magnetic proxy as promising environmental tool: Case study from alluvial deposits of the Nile river. – *Quaternary International*, 266, 25–33.
- Perry, Ch. – Taylor, K. (2007): *Environmental sedimentology*. – Blackwell Publishing, 441 pp. Oxford.
- Sedláček, J. – Bábek, O. (2009): Předběžné zhodnocení rychlosti sedimentace ve vybraných přehradních nádržích v povodí Moravy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 16, 31–34.
- Zatloukal, Z. (1957): *Technická zpráva úprava toku Moravičany*. – MS, Interní zpráva povodí Moravy, Olomouc.

VLTAVÍNOVÉ HRANCE

Facetted Moldavites

František Knížek¹, Martin Knížek², Jan Krška³, Jakub Lukášek⁴

¹ Politických vězňů 127, 261 01 Příbram VII

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

³ Šindlový dvory 137, 370 01 České Budějovice

⁴ Žimutice 70, 375 01 Týn nad Vltavou

(22-41 Písek, 22-42 Bechyně, 22-43 Vodňany, 22-44 Hluboká nad Vltavou)

Key words: South Bohemia, Tertiary cover of Moldanubian, Pleistocene, Moldavites, Fluvio-Lacustral sediments, Eolic abrasion, faceted pebbles

Abstract

Fluvio-lacustral sediments of Tertiary (Pliocene, lower Rumanian) on several locations in South Bohemia occur. These sediments are probably formed by activities of paleoriver Blanice and Radomilický brook. Sediments were many times redeposited on gravel terrace. In recent relics of these sediments faceted boulders of quartz and other solid material were found.

Moldavites from strewn field of Radomilice area are tied on these positions of gravel sands. Gravel sediments with moldavites were several times redeposited and therefore there are rounded stones with distinct abrasion. Frequent findings of faceted boulders caused the study of moldavites from these locations. Occurrences of faceted moldavites has been confirmed – Březí, Dříteň, Dubenec and Zbudov. Their occurrence can be expected at the sites with similar conditions. Also we can assume that Tertiary sediments formed large position at elevated plains. Such uncovered plains were exposed during the period with low vegetation to intense eolic activity. Ideal conditions for the formation of faceted boulders and moldavites were in the Pleistocene, when dry, cold and windy conditions prevailed along with lack of vegetation cover. Faceted moldavites are uniquely complicated evidence of the origin and evolution of this interesting geologic phenomenon and their bearing sediments.

Úvod

V oblastech výskytu třetihorních vltavínonosných sedimentů jihočeských lokalit, kde se dlouhodobě provádí povrchový sběr vltavínů na polích, lze nalézt řadu zajímavých fenoménů. Především jde o vltavíny připomínající morfologicky i tvarem hrance obroušené z jedné, ale i z více stran větrem.

Při řadě návštěv výše uvedených autorů na lokalitách, kde jsou známy nálezy zaoblených vltavínů, byly nalezeny křemenné valouny, které svým povrchovým charakterem mají známky eolického opracování. Tyto hrance bývají tvořeny převážně obecným či železitým křemenem a vyskytují se na lokalitách, kde vltavínonosným sedimentem jsou šterkopisky. Jejich velikosti se pohybují nejčastěji okolo 10 × 10 cm, ale jsou i větších rozměrů či lze nalézt úlomky velkých balvanů – hranců. Současně však dominuje výskyt klasických valounů, často až dokonale kulovitých tvarů. Zjištění těchto skutečností nás vedlo k revizi sbírkových vltavínů a vyhledání vzorků se zřetelnými facetovanými plochami, následně i soustředění na vyhledávání takto opracovaných vltavínů na jednotlivých lokalitách.

Hrance

Opracování úlomků hornin a minerálů větrem do podoby hranců je obecně známý fenomén. Jde obvykle o drobný úlomek – valoun (zpravidla větší než 1 cm³) s výrazně vyhlazenými plochami (facetami), jejichž vznik je podmíněn vystavením činnosti větru. Vítr, který nese pevný jemný materiál, pak působí na abrazovaný materiál jako brusivo a vytváří facetované plochy. Deflace podloží ohlazeného valounu či jiný vnější impuls pak způsobí posunutí a na tvarovaném úlomku se začne vytvářet nová

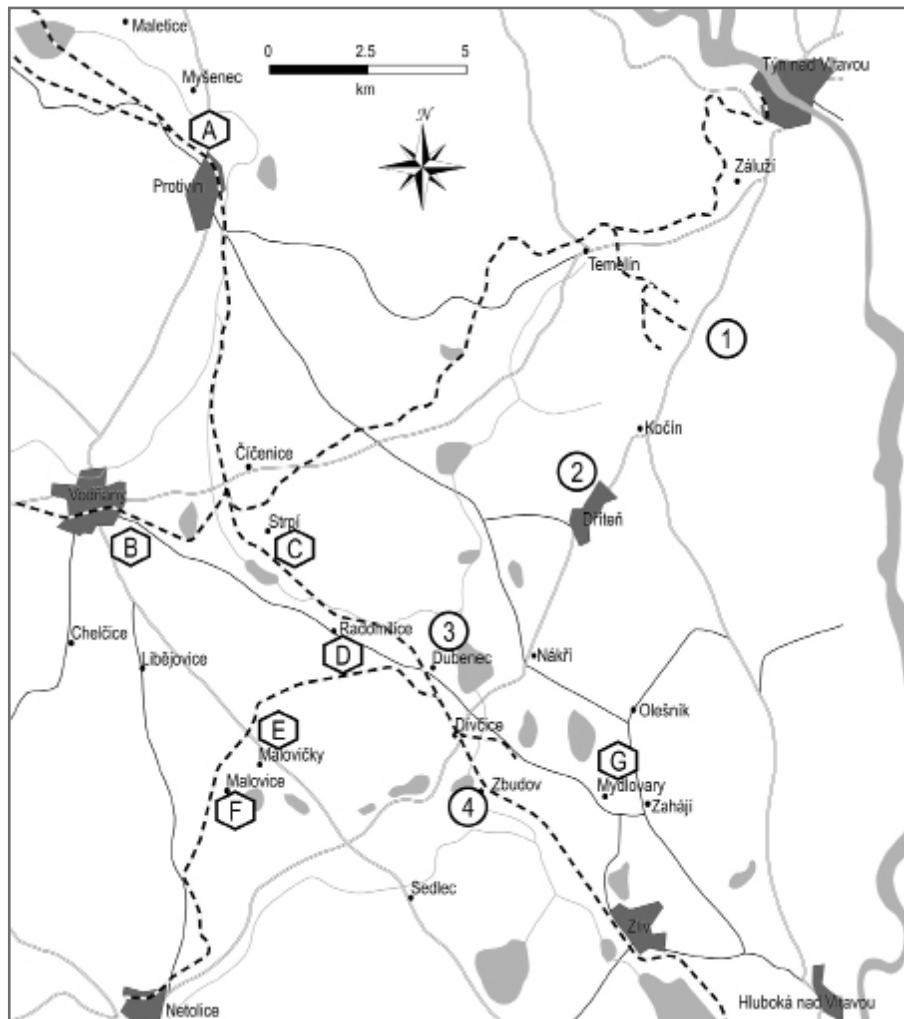
facetovaná plocha. Koraze ploch je pak přímo závislá na několika proměnných – síle a dlouhodobosti času působení větru; množství, zrnitosti a pevnosti větrem unášených zrn; či dlouhodobé dostupnosti eolických vlivů na abrazovaný materiál. Hrance se vytváří pouze z pevných, homogenních a tvrdých materiálů, bez dutin a měkkých částí, nejčastěji jsou to valouny a úlomky křemenných materiálů, buližníků, kvarcitů, jemnozrnnějších magmatitů či přírodních skel.

Dříve se předpokládalo dlouhodobý proces, který k facetování jedné plochy potřebuje desítky let a k tvorbě hrance až několik století (Cailleux 1942). Experimentální práce (např. Suzuki – Takanashi 1981, Bertoni et al. 2012) však potvrdily, že za vhodných podmínek může tento proces probíhat jen několik dnů či hodin. Ve středoevropských podmínkách na základě pozorování a zdrojů z literatury Kukul (1983) předpokládá, že tvorba hranců ze stabilních hornin může být krátká, často i pod 10 let.

V českém prostředí jsou výskyt hranců vázány převážně na kvartérní terasy vodních toků, jak je známe např. z okolí Prahy z teras Vltavy. Nebo častěji je známe z okrajových oblastí kontinentálního zalednění, např. Jesenicka, Rychlebských hor apod., kde je eolická modelace souvků zcela běžným jevem (Gába – Pek 1999, Klíma 1948).

Studované lokality

Křemenné i vltavínové hrance lze nalézat na lokalitách s výskytem dobře opracovaných (zaoblených) šterkopiskových sedimentů (obr. 1). Na jihočeských, v literatuře popsaných lokalitách lze pak nacházet jak zřetelně eolicky opracované valouny, tak i vltavínové jedince s nápadně opracovanými hranami – facetami.



Obr. 1: Mapa nálezů hranců ve vltavínosných sedimentech s vyznačením potvrzených (čísla) a předpokládaných (písmena) výskytů hranců a facetovaných vltavínů: 1 – Břeží, 2 – Dříteň, 3 – Dubenec, 4 – Zbudov, A – Protivín, B – Vodňany, C – Strpí, D – Radomilice, E – Malovičky, F – Malovice, G – Mydlovary.

Fig. 1: Sketch map of moldavites locations, where are findings of faceted pebbles. Numbers mean confirmed locations, letters mean estimated locations: 1 – Břeží, 2 – Dříteň, 3 – Dubenec, 4 – Zbudov, A – Protivín, B – Vodňany, C – Strpí, D – Radomilice, E – Malovičky, F – Malovice, G – Mydlovary.

Břeží

Lokalita se nachází v okolí Hůreckého rybníka u stejnojmenné zaniklé obce jižně od Týna nad Vltavou. Sběrová lokalita se nachází v polích na návrší jihovýchodně až východně od JE Temelín. Naleziště je řazeno do radomilické oblasti (Bouška 1992a). Ve vltavínosném materiálu se nachází balvany granulitů, rul, mléčných až železem zbarvených bloků křemenných žilovin, které odpovídají stavbě rudolfové hráště. Vltavínosný materiál je tvořen šterky a šterkopísky s podílem ostrohranných klastů. V materiálu je zřejmá větší přítomnost železitých křemenných valounů a jejich úlomků, na kterých jsou často dobře patrné facetované plochy (až do velikosti cca 20–30 cm). Ojedinele se na lokalitě nacházejí i skulptované vltavíny lahově zelené barvy.

Lokalita se nachází na morfologicky nejvyšším místě severovýchodně až východně nad českobudějovickou pánví na pokračování rudolfového bloku. Současná pozice

dává předpoklad, že území bylo vystaveno oproti jiným plochám v geologické minulosti extrémnějším povětrnostním vlivům, což dokazují nálezy jak skulptovaných, tak facetovaných vltavínů současně v doprovodu s více či méně ohraněnými křemennými materiály.

Nálezy křemenných hranců jsou na této lokalitě běžné, pro dokumentaci uvádíme tři vzorky (obr. 2a–c). Vzorek Břeží I. je ohraněný valoun okrového křemene velikosti $3,0 \times 3,0 \times 2,5$ cm s vícesměrnými obrusy ze všech stran valounu (obr. 2a). Vzorek Břeží II. je dokonalý valoun železitého křemene okrové barvy o velikosti $10,5 \times 9,0 \times 5,5$ cm, na kterém je patrné vystouplé ohranění ze dvou směrů (obr. 2b). Vzorek Břeží III. je torzo ohraněného valounu železitého křemene okrové barvy se zřejmým trojsměrným ohraněním o velikosti $9,0 \times 8,0 \times 4,0$ cm (obr. 2c).

Na lokalitě jsou nalézány jak omleté vltavíny, tak i poměrně dobře skulptované vzorky. Po zjištění výskytu facetovaných křemenů byla pozornost směřována i na možné nálezy vltavínových hranců. V únoru 2000 byl na lokalitě nalezen vltavínový jedinec olivově zelené

barvy s patrným ohraněním z jedné strany, jeho velikost je $1,7 \times 1,4 \times 1,2$ cm (obr. 2d).

Dříteň

Jde o rozsáhlé území jz. od Týna nad Vltavou a sv. od Radomilic. Sběrová oblast je jz. od návrší s JE Temelín směrem do údolí Radomilického potoka. V této oblasti se vyskytují rozsáhlá polní naleziště se šterkopískovými sedimenty obsahujícími značné množství dobře opracovaných valounů, různé geneze. Tato různorodost je dána i nápadnou barevností a velikostí valounů (běžně okolo 3 cm, větší až okolo 15–20 cm). Naleziště je řazeno do radomilické oblasti (Bouška 1992a).

Na této lokalitě byl nalezen facetovaný valoun mléčného křemene o velikosti $14,0 \times 9,5 \times 6,0$ cm, oválného tvaru s jednou dokonalou jednosměrně ohraněnou hranou středem valounu (obr. 3a). Současně bylo na této lokalitě nalezeno nejvíce facetovaných vltavínů. Vzorek č. I. je va-

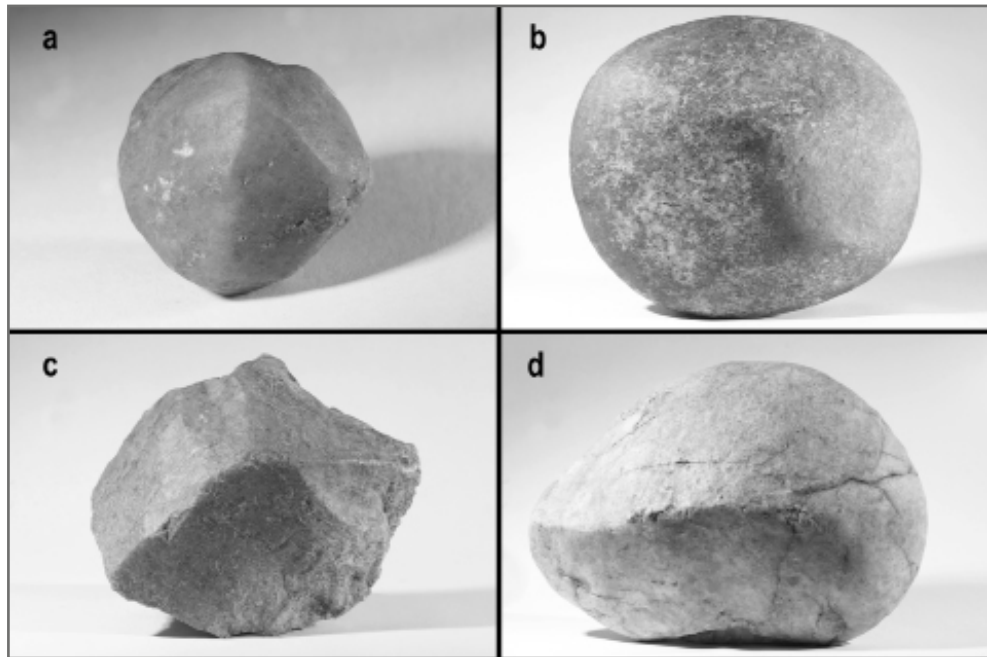
lounový jedinec tvaru ledvinky, o velikosti $3,4 \times 2,2 \times 1,9$ cm, o váze 17 g, tmavě olivově zelený, na kterém jsou zřetelné tři směry ohranění, drobně poškozený zřejmě zemědělskou technikou (sběr 4/2008, obr. 3b). Temně olivově zelený vzorek č. II., velký $2,4 \times 2,0 \times 1,7$ cm s tvarem ledvinky, má patrné zbytky původní skulptace a zřejmě trojsměrné ohranění (sběr 4/2006, obr. 4). Další vzorek č. III. olivově zelené barvy má opět zřetelné trojsměrné ohranění s obrysy původní skulptace, velikost $3,5 \times 2,5 \times 1,8$ cm a váha 17,7 g (nález 8/2007; obr. 5). Poslední vzorek vltavínového hrance (č. IV) z této lokality je ohlazený matný jedinec o velikosti $2,1 \times 2,0 \times 1,6$ cm, světle olivově zelené barvy, se dvěma směry ohranění a nálepkem ferolitové krusty (sběr 10/2007; obr. 3c).

Dubenc

Tato lokalita je, podobně jako předchozí, řazena do radomilického pádového pole (Bouška, 1992a) s chudým výskytem vltavínů. Opět se jedná o sběrovou lokalitu na polích v okolí Dubence v údolnici Radomilického potoka v oblasti mezi Dívčicemi a nalezištěm vltavínů Strpí u Vodňan. Vltavínonosný materiál je štěrkopískového charakteru s dobře opracovanými valouny o velikosti kolem 2 cm. Převažuje křemenný materiál mléčné barvy, ale je zde i menší podíl šedočerných až tmavě černých křemenných hmot. Zde

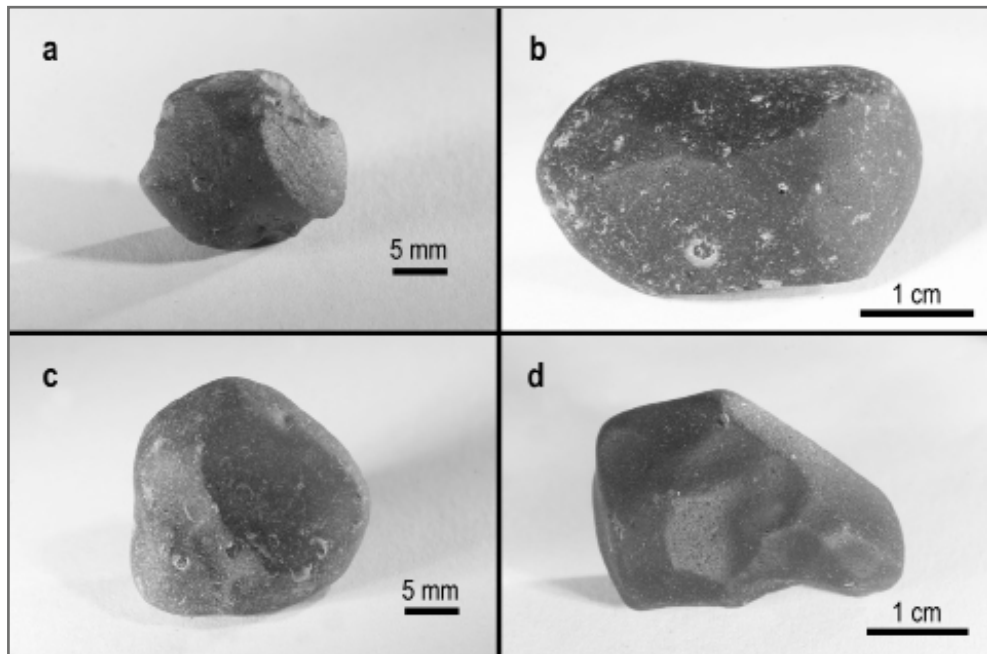
sbírané vltavíny mají silně setřenou skulptaci a příjemně světle zelenou barvu.

Nalezený vltavínový hranc z této lokality s rozměry $1,7 \times 1,5 \times 1,0$ cm má patrně dva směry ohranění. Povrch má hedvábný až matný lesk se zřetelnými zbytky původ-



Obr. 2: a – křemenný hranc z lokality Březí, u JE Temelín (Březí I.); b – křemenný hranc z lokality Březí – vzorek II.; c – torzo křemenného hrance z lokality Březí (III.); d – křemenný hranc z lokality Dříteň (foto P. Škácha).

Fig. 2: a – faceted quartz pebble from Březí locality (I.); b – faceted quartz pebble, Březí II; c – fragment of faceted quartz pebble, Březí III.; d – faceted quartz pebble from Dříteň locality (photos by P. Škácha).

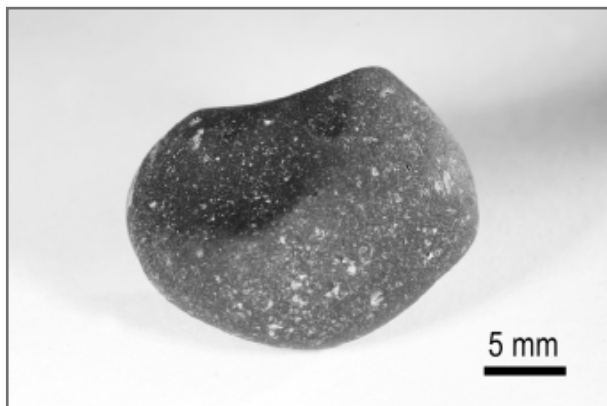


Obr. 3: a – vltavínový hranc z lokality Březí; b – vltavínový hranc z lokality Dříteň (I.), 17 g; c – vltavínový hranc z lokality Dříteň, vzorek IV.; d – vltavínový hranc z lokality Zbudov, 9,65 g (foto P. Škácha).
Fig. 3: a – faceted moldavite, Březí locality; b – faceted moldavite from Dříteň locality (I.), 17 g; c – faceted moldavite from Dříteň locality, sample IV.; d – faceted moldavite from Zbudov locality, 9,65 g (photos by P. Škácha).

ní skulptace, barva je velmi světle olivově zelená (sběr 10/2003, obr. 6).

Zbudov

Jedná se o charakteristickou lokalitu polních sběrů vltavínů, jen s ojedinělými nálezy vltavínů. Leží jihovýchodně od Vodňan a jihozápadně od Týna nad Vltavou. Naleziště je řazeno do radomilické oblasti (Bouška 1992a).



Obr. 4: Vltavínový hranec z lokality Dříteň – vzorek II. (foto P. Škácha).

Fig. 4: Facetted moldavite, Dříteň locality, sample II. (photo by P. Škácha).



Obr. 5 Vltavínový hranec z lokality Dříteň (III.), 17,7 g (foto P. Škácha).

Fig. 5: Facetted moldavite, Dříteň locality, sample III., weight 17,7 g (photo by P. Škácha).



Obr. 6: Vltavínový hranec z lokality Dubenec (foto P. Škácha).

Fig. 6: Facetted moldavite, Dubenec locality (photo by P. Škácha).

Nachází se na západním okraji malé terciární pánve, kde donedávna probíhala těžba uhlí a křemeliny. Sběrové plochy jsou charakteristické štěrkovitým materiálem s valouny malých a středně velkých dokonale opracovaných valounů různorodého charakteru – velikosti 2–15 cm, s převahou kulovitých valounů s velikostmi kolem 2 cm.

Kromě ojedinělých facetovaných křemenných valounů byl na této lokalitě nalezen drobnější facetovaný vltavín o velikosti 2,6 × 1,8 × 1,6 cm a váze 9,65 g. Má světle olivově zelenou barvu s obroušenými hranami několika směrů (obr. 3d).

Diskuze

Podle charakteru vltavínonosných sedimentů v těchto oblastech, tedy rezavých či šedobílých písčítých štěrků, lze předpokládat stáří jejich sedimentace v pliocénu (spodní části romanu) či později (Bouška 1997). Druhá rozmanitost materiálu těchto sedimentů a poměrně dobré opracování jednotlivých valounů jasně ukazuje na fluvialní transport materiálu. Bouška (1992b) popisuje vltavínonosné sedimenty ze svrchního pliocénu jako sedimenty fluvialního, případně fluvioakustrinního původu, současně předpokládá krátké toky při jihozápadní hranici českobudějovické pánve. Charakter materiálu a často dokonalé opracování valounů indikuje dlouhodobější transport. Lze tedy spíše uvažovat o transportu delším a často překládaným vydatnějším vodním tokem. Za takovou vodoteč bychom mohli považovat paleotok Blanice, který přinášel materiál z jihu z jezerních oblastí. Časté překládání toku pak vytvářelo drobnější lakustrinní pánve v opuštěných ramenech vodního toku.

V těchto typech sedimentů je předpokládán větší výskyt vltavínů, místně až v koncentracích 50 g na m³ (Bouška 1992b). Charakteristické je i časté zaoblení vltavínů a setření skulptace vlivem transportu společně s jiným materiálem a někdy matným povrchem. Předpoklad, že nálezy vltavínů v těchto lokalitách jsou přinášeny z českobudějovicko-třeboňské pádové oblasti však podle geochemického studia (Bouška 1997) musíme vyloučit a transport probíhal ze samostatné pádové oblasti.

Tvarování vltavínů s výraznými plochami, které mohou připomínat vzhled hrance, by za určitých okolností mohlo vzniknout jako primární či raně sekundární tvary (viz Trnka 1992). Nálezy vltavínů se setřenou skulptací v materiálu prokazatelně podrobenému fluvialnímu opracování však vliv primárních povrchových struktur vylučují, protože by již byly setřeny.

Společný výskyt hranců křemitých valounů s viditelně facetovanými vltavínů je průkazným dokladem souběžného eolického opracování vltavínů a okolního materiálu. Podle paleogeografického rozšíření vegetace, tedy prvku výrazně ovlivňujícího eolické vlivy, můžeme vyloučit miocénní základ vzniku hranců společně s ukládáním sedimentu. Vhodné podmínky pak nacházíme v pleistocénu, kdy lokality s výskytem těchto sedimentů byly na dostatečně přístupných, často vyvýšených místech. Absence vegetačního pokryvu vlivem zhoršených klimatických podmínek pak dostatečně umožňovala expozici sedimentů eolickými vlivy. Můžeme tedy tyto

hrance, podobně jako v jiných oblastech ČR, vznikem zařadit do pleistocénu.

Současná naleziště vltavínů s hranci můžeme rozdělit do dvou skupin. Samotné polohy vystavené eolickým vlivům, obvykle ve vyšších polohách, které již neprodělaly významný transport – typickým příkladem tak může být lokalita v Březí. Druhou skupinu by pak představovala místa, která jsou v níže položených oblastech a vykazují indicie pleistocenních podmínek eolizace a dodatečného transportu holocenními a recentními vodními toky, jako v případě nalezišť v okolí obce Dříteň.

Ze zjištěných skutečností lze předpokládat výskyt facetovaných vltavínů na více lokalitách oblasti označované jako radomilická pádová oblast, zejména v okolí Radomilického potoka a říčky Blanice. Tedy na vltavínových lokalitách v oblasti Mydlovar, v okolí Malovic a Maloviček, ale i Vodňan, Protivína, Strpí a Radomilic (viz obr. 1).

Závěr

Nálezy facetovaného materiálu, především hranců, na některých lokalitách radomilického pádového pole dokládají komplikovanější vývoj vltavínonosných sedimentů. Fluvioakustrinní sedimenty s vltavíny musely být kromě svého transportu v miocénu vystaveny korazní činnosti větru pravděpodobně v průběhu pleistocénu. Dříteň, Březí, Dubenec a Zbudov tak představují lokality, kde se nalézají jak tradičně skulptované vltavíny, tak i vltavínové hrance (výjimečný typ mezi nálezy a charakterem zcela odlišný fenomén oproti tradičně skulptovaným vltavínům). Podle geologicky shodných podmínek a obdobné geneze vltavínových nalezišť tak lze předpokládat jejich výskyt i na dalších lokalitách v severní části jihočeské oblasti (spadajících do radomilické pádové oblasti). Není však možné vyloučit výskyt i v dalších oblastech, které měly podobné klimatické a genetické podmínky (nejen na jihočeských, ale i na moravských nalezištích). Jejich nálezy však nejsou zatím autorům známy.

Literatura

- Bertoni, D. – Sarti, G. – Benelli, G. – Pozzebon, A. (2012): In situ abrasion of marked pebbles on two coarse-clastic beaches (Marina di Pisa, Italy). – *Italian Journal of Geosciences*, 132, 2, 205–214.
- Bouška, V. (1992a): Dílčí pádová pole vltavínů. – In: 6. konference o vltavínech, Přírodovědný sborník Západo-moravského muzea v Třebíči, 18, 58–59.
- Bouška, V. (1992b): Tajemné vltavíny. – Nakladatelství Gabrieli, Praha, 84 str.
- Bouška, V. (1997): Pádová pole vltavínů. – In: Sborník Referátů 7. konference o vltavínech – Znojmo 1996, Přírodovědný sborník Západo-moravského muzea v Třebíči, 31, 5–20.
- Cailleux, A. (1942): Les actions éolines périglaciaires en Europe. – *Mémoires de la Société géologique de France*, 46, 1–170.
- Gába, Z. – Pek, I. (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku, 111 str.
- Klíma, B. (1948): Slezské hrance – Sborník přírodovědecké společnosti (Ostrava), 9 (1936–46), 70–72.
- Kučal, Z. (1983): Rychlost geologických procesů. – Academia, Praha, 280 str.
- Suzuki, T. – Takanashi, K. (1981): An experimental Study of Wind Abrasion. – *The Journal of Geology*, 89, 4, 509–522.
- Trnka, M. (1992): Morfologie tektitů a její vztah k podmínkám vzniku. – In: 6. konference o vltavínech, Přírodovědný sborník Západo-moravského muzea v Třebíči, 18, 78–85.

SANDBERG – PAJŠTÚN GEOPARK (SAPAG) – A GATEWAY INTO THE MALÉ KARPATY MOUNTAINS GEOLOGICAL HISTORY



Sandbersko – pajštúnsky geopark (SAPAG) – brána do geologickej histórie Malých Karpát

Ján Madarás^{1,2}, Adriana Zlinská¹

¹ State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, SK-817 04 Bratislava, Slovak Republic; e-mail: jan.madaras@geology.sk

² Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, P. O. BOX 106, SK- 840 05 Bratislava, Slovak Republic

(map sheets of Slovak Republic 44-214, 44-221, 44-222, 44-223, 44-232, 44-241)

Key words: Geopark, geotourism, geological heritage, Western Carpathians, Slovakia, Malé Karpaty Mts.

Abstract

Sandbersko – pajštúnsky geopark je štvrtým realizovaným geoparkom na území Slovenska, prvým na západnom Slovensku – v južnej časti Malých Karpát. Nachádza sa v geologicky mimoriadne atraktívnom masíve Devínskej Kobyly a v Borinskom kráse v okolí známej zrúcaniny hradu Pajštún a krasovej doliny Prepadlé. Cieľom geologického projektu je predstaviť návštevníkom geoparku atraktívne geologické a kultúrno-historické dedičstvo regiónu. Sú to geologické, paleontologické lokality, geomorfologické a krasové fenomény, dôležité historické objekty, technické a banícke relikty z čias ťažby čiernych bridlíc v Marianke a prieskumných prác mangánového zrudnenia v Malých Karpatoch. Jedným z hlavných výstupov projektu je 10 informačných panelov v slovenskom a anglickom jazyku na turisticky atraktívnych lokalitách: 1. úvodný infopanel s geologickou mapou územia geoparku, 2. Abrázna jaskyňa, bralo Slovinec (obr. 2), 3. bývalá pieskovňa Sandberg, 4. Waitov lom pri Devínskej Novej Vsi, 5. Devínsky hradný vrch v Devíne, 6. kvartérna geológia riek Morava a Dunaj, 7. Bridlicová štôlna v Marianskom údolí v Marianke, 8. Pajštúnsky hradný vrch nad obcou Borinka, 9. stopy ťažby mangánových bridlíc pri Borinke a 10. Limbašská vyvieracia v Borinskom kráse pri obci Limbach (obr. 1). Ďalšie geologické a paleontologické lokality budú predstavené v knižnej publikácii – Sprievodcovi geoparkom, na zjednodušenej geologickej mape územia geoparku a webových stránkach geoparku.

The geological project was approved by the Ministry of Environment of the Slovak Republic in June 2011, its completion is planned by 31st December 2013.

The project is focused on the realization of the first Geopark in the western part of Slovakia. The Geopark territory encompasses the southernmost parts of the Malé Karpaty Mts. – Devínska Kobyly Mt. (Sandberg and vicinity) and Marianka, Borinka, Stupava, Prepadlé, Lozorno areas (Pajštún and its vicinity).

According to the definition of UNESCO “a geopark is an area containing a number of protected geosites, which are part of an integrated concept of protection, education and sustainable development”.

The aim of geological project is to evaluate the Geopark with regard to the dissemination of important natural phenomena (geological and paleontological geosites, morphological peculiarities, karst phenomena, protection of abiotic components of the environment), but also to important historical objects (Devín

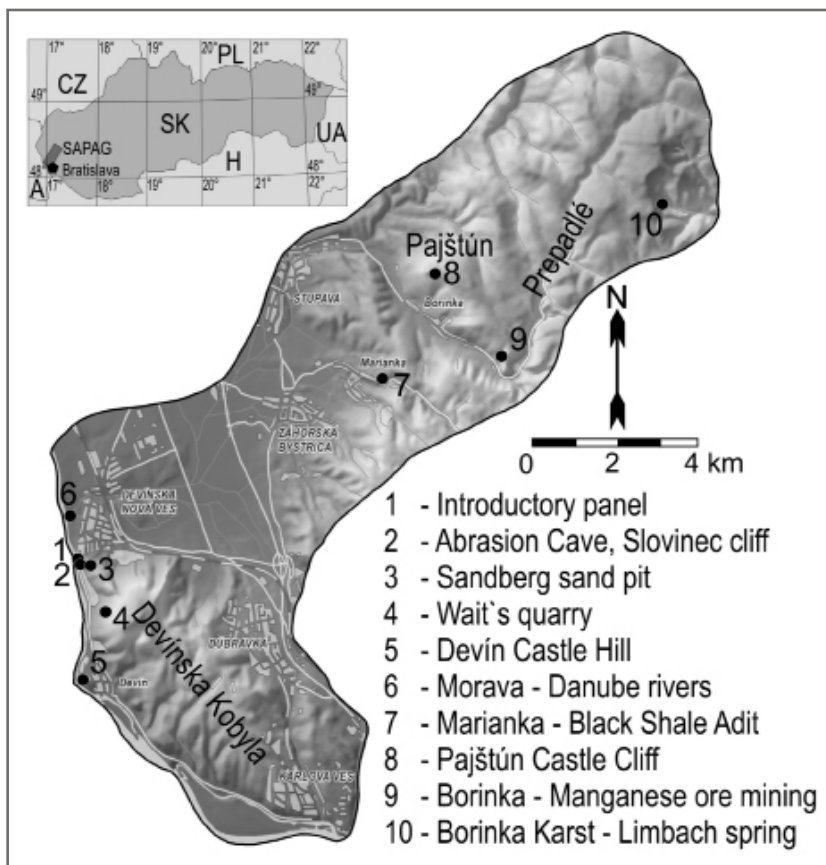


Fig. 1: Schematic map of the Sandberg – Pajštún Geopark area with realized infopanel. Graphic: G. Bystrická, J. Madarás.

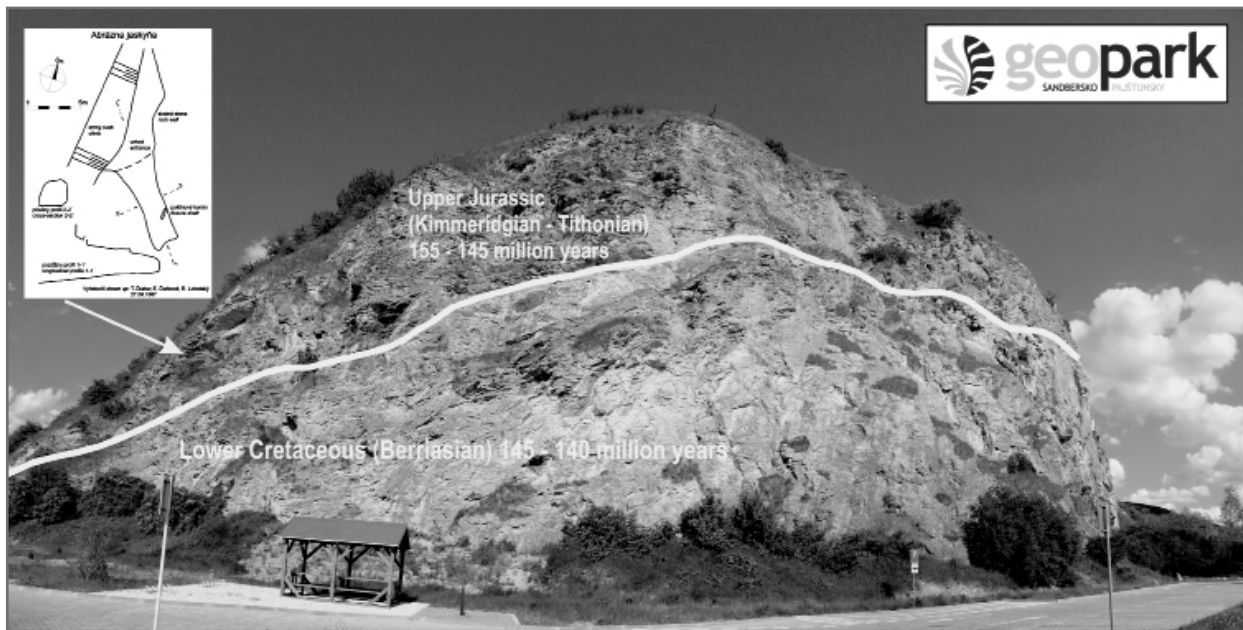


Fig. 2: Slovinec Cliff on the left Morava riverside at the southern border of Devínska Nová Ves: Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonatic rock sequence in overturned stratigraphic position. Groundplan of the Abrasion Cave in the Slovinec cliff – an example of the Late Tertiary sea activity.

Photo and geological interpretation: J. Madarás; Groundplan of the Abrasion Cave: T. Ďurka, E. Ďurková, R. Lehotský, 1987; Geopark logo design: A. Ferda.

Castle, Pajštún Castle, the Medieval pilgrimage site in Marianka), engineering and mining relics from the past time mining activities (Bridlicová štôlna – Black Shale Adit in Marianka, relics of manganese ore mining in the Malé Karpaty Mts.).

One of the main outputs of the project are 10 information panels in Slovak and English languages installed at the major geological tourist sites in the Geopark (Fig. 1). The next outputs will be a Sandberg – Pajštún Geopark Guidebook with a simplified geological map of the Geopark area, interactive CD and Geopark website.

Infopanel are focused on the most interesting places in Geopark with respect to the rich geological history of the area (Fig. 1): 1. *Introductory panel* with geological map of the Geopark area, 2. *Slovinec Cliff* (south of Devínska Nová Ves – Fig. 2), with Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonatic rock sequence in overturned stratigraphic position; *Abrasion Cave* in the Slovinec Cliff – an example of the Late Tertiary sea activity; 3. *Sandberg sand pit* – the Late Tertiary Sea coast on the slopes of Devínska Kobyla Mt.; 4. *Wait's quarry* and historical quarries between Devín

and Dúbravka urban parts – the Middle Miocene shallow-water marine environments; 5. *Devín Castle Hill* – the historical and geological jewel at the Morava – Danube rivers confluence, with a rock sequence covering the period from Early Paleozoic to Neogene; 6. *Morava and Danube rivers* – Quaternary sediments and morphological phenomena (meanders, ox-bow lakes, river terraces formation); 7. *Marianka Black Shale Adit* – medieval mining activities in the Lower–Middle Jurassic black shales; 8. *Pajštún Castle Cliff* – a huge Middle Triassic carbonate block (megaolistolith) in Jurassic rock sequence; 9. *Manganese ore mining* in the Lower – Middle Jurassic carbonates and black shales between Borinka and Lozorno villages; 10. *Borinka Karst – Limbach spring* – the Jurassic limestone karst aquifer in the Prepadlé karst valley with numerous caves, sinkholes, swallow holes, sinking streams and springs.

Acknowledgement

The work has been supported by research project No. 10 11 „Sandbersko-pajštúnsky geopark (SAPAG)”, realized by the State Geological Institute of Dionýz Štúr.

MIOCENE BRACHIOPODS FROM THE ŽIDLOCHOVICE LOCALITY, CZECH REPUBLIC

Miocenní brachiopodi z lokality Židlochovice, Česká republika

Jana Pavézková¹, Šárka Hladilová², Maria Aleksandra Bitner³

¹Department of Geological Sciences, Faculty of Science, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic; e-mail: jana.pavezkova@seznam.cz

²Department of Biology, Faculty of Education, Palacký University, Purkrabská 2, 771 40 Olomouc, Czech Republic

³Institute of Paleobiology, Polish Academy of Sciences, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Poland

(24-34 Ivančice)

Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, Lower Badenian, Moravian, Židlochovice, faciostratotype, Brachiopoda

Abstract

Miocene brachiopods are reported for the first time from two boreholes, designated as ŽIDL1 and ŽIDL2, drilled in 2010 at the Židlochovice locality (Carpathian Foredeep, Moravia, Czech Republic). Four species, namely *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826), *Argyrotheca* sp., *Joania* sp. and *Megathiris detruncata* (Gmelin, 1790), have been identified. They are very rare in the studied material and occur mainly in the ŽIDL2 borehole, only *A. cuneata* has been found in the ŽIDL1 borehole. All the discussed species are common in the Miocene of the Central Paratethys.

Abstrakt

V příspěvku jsou prezentovány první nálezy miocenních brachiopodů z lokality Židlochovice (karpatská předhlubeň, Morava, Česká republika), a to ze dvou nových vrtů, ŽIDL1 a ŽIDL2, které byly na této lokalitě provedeny v roce 2010. Byly zjištěny celkem 4 druhy brachiopodů, a to *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826), *Argyrotheca* sp., *Joania* sp. a *Megathiris detruncata* (Gmelin, 1790). Vyskytují se poměrně velmi vzácně a v malém počtu jedinců, byli nalezeni zejména ve vrtu ŽIDL2, pouze druh *A. cuneata* se objevil i ve vrtu ŽIDL1. Všechny zjištěné druhy jsou běžné v miocénu Centrální Paratethydy.

Introduction

The Židlochovice locality, one of the richest Miocene paleontological fossil sites in Moravia, represents the faciostratotype of upper part of the Lower Badenian – Moravian sequence (Tertiary – Neogene – Miocene, Cicha in Papp et al. 1978). Intensive geological and paleontological studies were conducted since the middle of the 19th century (e. g. Hörnes 1856–1870, Procházka 1893, Cicha et al. 1956, among others). Rich marine fauna and flora have been described, namely foraminifers, radiolarians, bryozoans, ostracods, molluscs (bivalves, gastropods, cephalopods), echinoids, corals, sponges, fish otoliths, calcareous red algae and nannoplankton (Procházka 1893, Cicha in Papp et al. 1978, Sváček 1995, Zágóršek 2010, Tomašítková 2011, Tomašítková – Zágóršek 2012, Seko 2011, Seko et al. 2012). A unique discovery of a complete lower whale jaw of *Cetotherium* sp. has been made by Musil (1957).

Brachiopods represent infrequent group of fossils in Neogene sediments of the Carpathian Foredeep and Vienna Basin. The brachiopod fauna has not been mentioned from Židlochovice so far. This study was performed within the Bc. thesis (Pavézková 2012) based on the two new shallow ŽIDL1 and ŽIDL2 boreholes drilled at this locality in 2010 (Grant Project 205/09/0103, Grant Agency of the Czech Republic).

The boreholes are situated in an old brickyard on the SW slope of the Výhon hill on the northern margin of the town of Židlochovice. Lower Badenian sediments (clayey marls, marls, and algal limestones) of the Carpathian Foredeep have been cored. The ŽIDL1 borehole reached depth of 12 m (GPS position: 49° 02.498' N, 016° 37.318' E,

230 m) and the ŽIDL2 borehole depth of 17 m (GPS position: 49° 02.496' N, 016° 37.380' E, 246 m – Tomašítková – Zágóršek 2012).

Methods

Brachiopods were studied in 2011–2012 by the first author within her Bc. thesis (Pavézková 2012) based on the washed residues used for the diploma theses by Tomašítková (2011) and Seko (2011) who investigated bryozoans and ostracods, respectively. The samples of the weight 0.5–1.0 kg, collected from the ŽIDL1 borehole (13 samples) and ŽIDL2 borehole (8 samples), were mechanically disintegrated, boiled in water with sodium carbonate, washed in the Retch AS 200 sieving machine (fractions 2 mm, 1 mm and 0.063 mm), and desiccated in the MEMMERT apparatus at the temperature up to 90 °C. The brachiopods were manually picked under the Nikon binocular microscope and their shells were cleaned in the Retsch UR1 ultrasonic cleaner. The photographs were made in the Leica MZ16 stereomicroscope. All laboratory works were done at the Department of Geological Sciences, Faculty of Sciences, Masaryk University in Brno.

Results

Four brachiopod taxa have been recognized in the ŽIDL1 and ŽIDL2 boreholes.

Phylum Brachiopoda Duméril, 1805

Subphylum Rhynchonelliformea Williams, Carlson, Brunton, Holmer and Popov, 1996

Class Rhynchonellata Williams, Carlson, Brunton, Holmer and Popov, 1996

Order Terebratulida Waagen, 1883

Suborder Terebratellidina Muir-Wood, 1955

Superfamily Megathyridoidea Dall, 1870

Family Megathyrididae Dall, 1870

Genus *Argyrotheca* Dall, 1900

Type species: *Terebratula cuneata* Risso, 1826

Argyrotheca cuneata (Risso, 1826)

(Fig. 1)

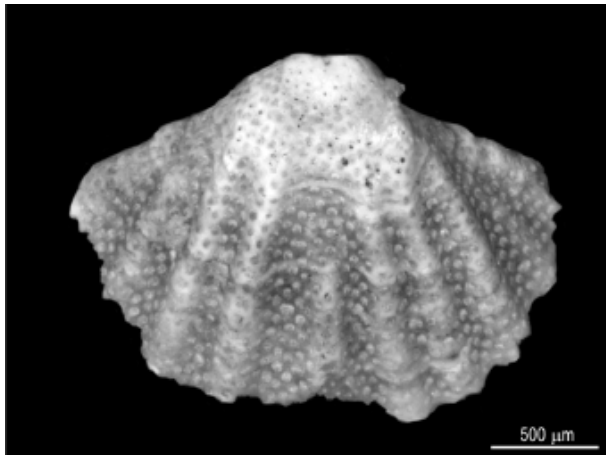


Fig. 1 – *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826), ventral valve, ŽIDL2, 11.6–11.8 m.

1889 *Cistella squamata* Eichw.; J. Dreger, p. 186, pl. 1, figs. 12–14.

1977 *Argyrotheca squamata* Eichwald, 1830; W. Barczyk and E. Popiel-Barczyk, p. 163, pl. 2, fig. 1.

1990 *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826); M. A. Bitner, pp. 138–140, text-figs. 5–6, pl. 4 figs. 1–9 (cum syn.).

1993 *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826); M. A. Bitner, pp. 149–150, pl. 2, figs. 1–6, pl. 3, figs. 1–6.

2000 *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826); M. A. Bitner and A. Pisera, 9, pl. 1, figs. 1–7.

2004 *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826); M. A. Bitner and A. Kaim, p. 196, figs. 2A–C.

2012 *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826); K. Zágoršek et al., p. 275; figs. 6A, B.

Material: 2 dorsal valves (ŽIDL1, 8.4–8.5 m), 1 complete shell and 1 ventral valve (ŽIDL2, 11.6–11.8 m), 2 fragments (ŽIDL2, 8.7–8.8 m), 2 fragments (ŽIDL2, 11.6–11.8 m).

Remarks: The shell is small, transversely subrectangular with a long hinge line and a triangular area truncated by a large hypothyrid foramen. The shell surface is covered with single, low, rounded ribs, with a median groove where a short intercalated rib is present. Distinct pores are visible. The complete shell represents a juvenile individual.

Distribution: *Argyrotheca cuneata* is a very common species in the Miocene strata of the Central Paratethys. So far it has been reported from the Miocene strata of Bulgaria (Bitner 1993), Poland (Barczyk – Popiel-Barczyk 1977, Bitner 1990, Bitner – Pisera 2000, Bitner – Kaim 2004), Hungary (Bitner – Dulai 2004, Dulai 2007), Austria (Kroh 2003), and Italy (Seguenza 1866, Davidson 1870). In the

Czech Republic it has been mentioned from Rudoltice (Dreger 1889), Kralice nad Oslavou (Bitner et al. 2013), and Přemyslovice (Zágoršek et al. 2012). Today *A. cuneata* occurs in the Mediterranean Sea and eastern North Atlantic at depth from 5 to 645 m (Brunton – Curry 1979; Logan 1979, 1993; Álvarez – Emig 2005).

Argyrotheca sp.

(Fig. 2)

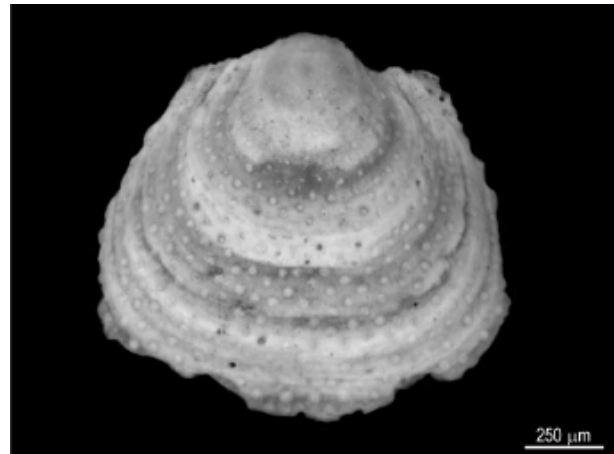


Fig. 2 – *Argyrotheca* sp., ventral valve, ŽIDL2, 8.7–8.8 m.

Material: 1 ventral valve (ŽIDL2, 8.7–8.8 m).

Remarks: The valve surface is smooth, with poorly defined growth lines, clearly representing a young individual of *Argyrotheca*, however, a very limited material precludes any precise determination.

Genus *Joania* Alvarez, Brunton and Long, 2008

Type species: *Terebratula cordata* Risso, 1826

Joania sp.

(Fig. 3)

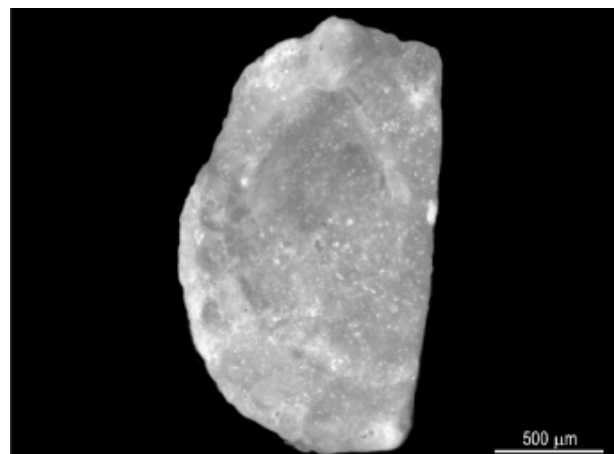


Fig. 3 – *Joania* sp. dorsal valve, ŽIDL2, 11.6–11.8 m.

Material: 1 broken dorsal valve (ŽIDL2, 11.6–11.8 m).

Remarks: The valve is small, thin, smooth, with conspicuous growth lines and with a high median septum. Based on the presence of submarginal tubercles this specimen was attributed to *Joania*, a genus newly erected by

Álvarez et al. (2008). The material is too poorly preserved for species determination.

Genus *Megathiris* d'Orbigny, 1847

Type species: *Anomia detruncata* Gmelin, 1790

Megathiris detruncata (Gmelin, 1790)

(Fig. 4)

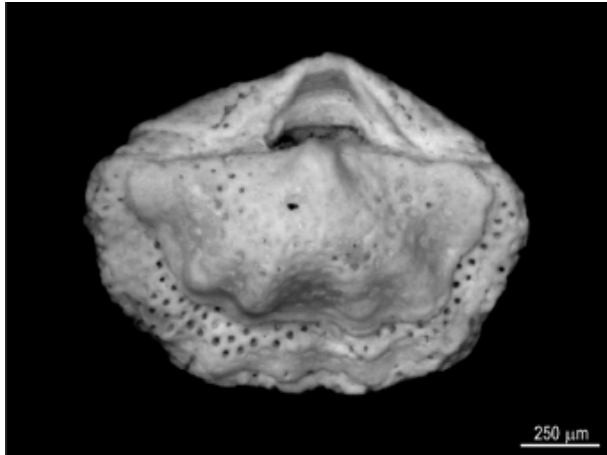


Fig. 4 – *Megathiris detruncata* (Gmelin, 1790), complete shell, ŽIDL2, 11.6–11.8 m.

1889 *Argiope decollata* Chemnitz.; J. Dreger, p. 183–185; pl. 1, figs. 1–5.

1977 *Megathiris detruncata* (Gmelin, 1790); W. Barczyk and E. Popiel-Barczyk, p. 164, pl. 1, figs. 4–5.

1990 *Megathiris detruncata* (Gmelin, 1790); E. Popiel-Barczyk and W. Barczyk, p. 175–177, text–figs. 10–11, pl. 6, figs. 6–11, pl. 7, figs. 1–13.

1990 *Megathiris detruncata* (Gmelin, 1790); M. A. Bitner, p. 135–138; text–figs. 3–4; pl. 3, figs. 1–8; pl. 6, figs. 1–7 (cum syn.).

2003 *Megathiris detruncata* (Gmelin, 1790); A. Kroh, p. 147, pl. 1, figs. 4–6.

2012 *Megathiris detruncata*; K. Zágoršek et al., p. 275, figs. 6D, E.

Material: 1 complete shell (ŽIDL2, 11.6–11.8 m).

Remarks: The shell outline is transversely elongate with a long straight hinge line. The shell surface is ornamented by a few broad ribs. Internally, this species is characterized by the presence of two lateral septa.

Distribution: This species is one of the most common in the Middle Miocene strata of the Central Paratethys (see Barczyk – Popiel-Barczyk 1977, 1990; Bitner 1990; Kroh 2003; Bitner – Dulai 2004; Dulai 2007). Recently, it was also noted from Přemyslovice and Kralice nad Oslavou in the Czech Republic (Zágoršek et al. 2012; Bitner et al. 2013). *M. detruncata* is known since the Eocene and today

it lives in the Mediterranean Sea and the eastern North Atlantic. Its extant representatives occur at depths from 16 to 896 m (Brunton – Curry 1979; Logan 1979, 1993; Álvarez – Emig 2005).

Discussion

These brachiopods are reported for the first time from the Židlochovice locality, Moravia, Czech Republic. Four species, namely *Argyrotheca cuneata*, *Argyrotheca* sp., *Joania* sp. and *Megathiris detruncata*, have been identified in the studied material. Most brachiopods come from the ŽIDL2 borehole, only the species *A. cuneata* has been found in the ŽIDL1 borehole. All the species described here are common and well known in the Miocene deposits of the Central Paratethys.

Newly discovered brachiopods from Židlochovice supplement our knowledge of brachiopods in the Moravian part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). In the species composition, the Židlochovice assemblage is comparable to those from Přemyslovice and Kralice nad Oslavou, where *Argyrotheca cuneata*, *Joania cordata* and *Megathiris detruncata* have been recorded. On the other hand, only one species, i. e. *Joania cordata*, is in common with the Hlučov locality (Bitner, oral communication). A more detailed evaluation of all these findings will be the subject of a future study.

Conclusions

The investigated brachiopod fauna from Lower Badenian sediments of two boreholes, ŽIDL1 and ŽIDL2, respectively, in Židlochovice, Moravia, Czech Republic, contains four species, all belonging to the family Megathyrididae. The species *Argyrotheca* sp., *Joania* sp. and *Megathiris detruncata* (Gmelin, 1790) were found only in the ŽIDL2 borehole, while *Argyrotheca cuneata* (Risso, 1826) occurs in both boreholes. However, brachiopods are very rare in both boreholes, *A. cuneata* being most numerous.

All species recognized in Židlochovice are common at other Miocene Paratethyan localities with brachiopods. Typically, the Megathyrididae family dominates in the brachiopod assemblages of the Central Paratethys (cf. Bitner 1990, 1993; Popiel-Barczyk – Barczyk 1990; Bitner – Pisera 2000; Dulai 2007; Dulai – Stachacz 2010). Extant representatives of Megathyrididae are mostly shallow water, exhibiting cryptic mode of life (Logan 1979).

Acknowledgements

The financial support of the Grant Agency of the Czech Republic (205/09/0103) is gratefully acknowledged. We wish also to thank the reviewers Doc. J. Michalík and Mgr. T. Lehotský for their useful comments to the manuscript.

References

- Álvarez, F. – Emig, C. C. (2005): Brachiopoda. – In: Álvarez, F. – Emig, C. C. – Roldán, C. – Viéitez, J. M. Ramos, M. A. et al. (eds.): Fauna Ibérica, 27, Lophophorata, Phoronida, Brachiopoda. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, pp. 57–177.
- Álvarez, F. – Brunton, C. H. C. – Long, S. L. (2008): Loop ultrastructure and development in recent Megathiridoidea, with description of a new genus, *Joania* (type species *Terebratulata cordata* Risso, 1826). – In: Cusack, M. – Harper, D. A. T. (eds.): Brachiopod Research into the Third Millennium. – Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 98, 391–403.
- Barczyk, W. – Popiel-Barczyk, E. (1977): Brachiopods from the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Poland). – Acta Geologica Polonica, 27, 157–167.
- Bitner, M. A. (1990): Middle Miocene (Badenian) brachiopods from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. – Acta Geologica Polonica, 40, 129–157.
- Bitner, M. A. (1993): Middle Miocene (Badenian) brachiopods from coral reefs of north-western Bulgaria. – Acta Geologica Polonica, 43, 147–155.
- Bitner, M. A. – Dulai, A. (2004): Revision of Miocene brachiopods of the Hungarian Natural History Museum, with special regard to the Meznerics collection. – Fragmenta Palaeontologica Hungarica, 22, 69–82.
- Bitner, M. A. – Kaim, A. (2004): The Miocene brachiopods from the silty facies of the intra-Carpathian Nowy Sącz Basin (Poland). – Geological Quarterly, 48, 193–198.
- Bitner, M. A. – Pisera, A. (2000): Brachiopod fauna from the Middle Miocene deposits of Niechobrz, south-eastern Poland. – Tertiary Research, 20, 7–15.
- Bitner, M. A. – Zágóršek, K. – Hladilová, Š. (2013): Deep-water brachiopod assemblage from the Middle Miocene of Kralice nad Oslavou, Moravia, south-eastern Czech Republic. – Comptes Rendus Palevol, 12, 2, 81–89.
- Brunton, C. H. C. – Curry, G. B. (1979): British brachiopods. – Synopses of the British Fauna (New Series), 17, 1–64.
- Cicha, I. – Paulík, J. – Tejkal, J. (1956): Poznámky ke stratigrafii miocénu jz. části vněkarpatké pánve na Moravě. – Sborník Ústředního ústavu geologického, Oddíl paleontologický, 23, 307–364.
- Davidson, T. (1870): On Italian Tertiary Brachiopoda. – Geological Magazine, 7/8–10, 359–370, 399–408, 460–466.
- Dreger, J. (1889): Die tertiären Brachiopoden des Wiener Beckens. – Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns, 7, 179–192.
- Dulai, A. (2007): Badenian (Middle Miocene) micromorphic brachiopods from Bánd and Devecser (Bakony Mountains, Hungary). – Fragmenta Palaeontologica Hungarica, 24–25, 1–13.
- Dulai, A. – Stachacz, M. (2011): New Middle Miocene *Argyrotheca* (Brachiopoda; Megathyrididae) species from the Central Paratethys. – Földtani Közlemények, 141, 283–291.
- Hörnes, M. (1856): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. I. Gastropoden. – Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 3, 1–736.
- Hörnes, M. – Reuss, A. E. (1862–1870): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. II. Bivalven. – Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 4, 1–479.
- Kroh, A. (2003): The Brachiopoda of the Langhian (Lower Badenian) of the Molasse Zone and the northern Vienna Basin. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 104A, 145–153.
- Logan, A. (1979): The Recent Brachiopoda of the Mediterranean Sea. – Bulletin de l'Institut océanographique Monaco, 72, 1–112.
- Logan, A. (1993): Recent brachiopods from the Canarian-Cape Verdean region: diversity, biogeographic affinities, bathymetric range and life habits. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 159, 229–233.
- Musil, R. (1957): Předběžné sdělení o nálezu velryby v židlochovickém miocénu. – Časopis Moravského musea, Vědy přírodní, 42, 52–64.
- Papp, A. – Cicha, I. – Seneš, J. – Steininger, F. et al. (1978): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. VI, Miozän M4 – Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). – VEDA, 594 pp.
- Pavézková, J. (2012): Ramenonožci z vybraných badenských lokalit karpatské předhlubně na Moravě. – MS, Bachelor Thesis, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Popiel-Barczyk, E. – Barczyk, W. (1990): Middle Miocene (Badenian) brachiopods from the southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland. – Acta Geologica Polonica, 40, 159–181.
- Procházka, V. J. (1893): Miocén židlochovický na Moravě a jeho zvířena. – Česká Akademie pro vědy, slovesnost a umění. 90 pp.
- Seguenza, G. (1866): Interno ai Brachiopodi miocenici della provincia piemontesi. – Atti dell'Accademia degli Aspiranti Naturalisti Napoli, Ser. 3, 6, 53–67.
- Seko, M. (2011): Ostracoda lokality Židlochovice. – MS, Diploma Thesis, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Seko, M. – Pipík, R. – Doláková, N. (2012): Early Badenian ostracod assemblage of the Židlochovice stratotype (Carpathian Foredeep, Czech Republic). – Central European Journal of Geosciences, 4, 1, 111–125.
- Sváček, P. (1995): Bryozoa spodního badenu jihomoravské části karpatské předhlubně. – MS, Diploma Thesis, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Tomašítková, T. (2011): Mechovky z lokality Židlochovice. – MS, Diploma Thesis. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Tomašítková, T. – Zágóršek, K. (2012): Mechovky z lokality Židlochovice. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 53–56.
- Zágóršek, K. (2010): Bryozoa from the Langhian (Miocene) of the Czech Republic, Part I: Geology of the studied sections, systematic description of the orders Cyclostomata, Ctenostomata and „Anascan“ Cheilostomata (suborders Malacostega Levinsen, 1902 and Flustrina Smitt, 1868). – Sborník Národního muzea v Praze, Řada B – přírodní vědy, 66, 1–2, 1–138.
- Zágóršek, 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 mid-Miocene. – Geological Quarterly, 56, 269–284.

PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY STUDIA ORGANICKÉ HMOTY SEDIMENTŮ PALEOGÉNU PODSLEZSKÉ JEDNOTKY A JEJÍHO VZTAHU KE VZNIKU UHLOVODÍKŮ

Organic matter preliminary study of Paleogene sediments of the Subsilesian Unit and its source potential for hydrocarbons

Jan Zahradník, Petr Skupien, Ján Pavluš

Institut geologického inženýrství, VŠB – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava-Poruba;
e-mail: petr.skupien@vsb.cz

(226-11 Jablunkov)

Key words: Western Carpathians, Subsilesian Unit, Paleogene, organic carbon, source rock

Abstract

The subject of the present paper is the analysis of the source rock potential of the Paleogene formations in the outer Western Carpathians. In the study area there are deposits rich in organic carbon material (4–11 % TOC), mostly dark coloured claystones and siltstones, which were deposited in the anoxic conditions. Source rocks character of the sediments was studied on the basis of structure of organic material and degree of their transformation. Kerogen of type III (terrestrial type) predominates in the studied samples. Degree of thermal transformation is low and corresponds to the beginning or middle part of the oil window.

Úvod

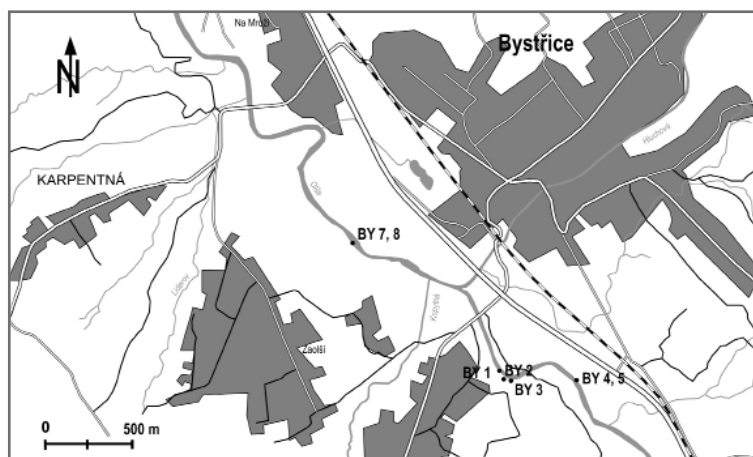
Součástí litologické skladby podslezského a slezského příkrovu, které budují podstatnou část Moravkoslezských Beskyd, jsou sedimenty bohaté na organickou hmotu (obsah organické hmoty je až 5 %). Jedná se převážně o tmavě zbarvené jílovce a prachovce, které sedimentovaly v anoxických podmínkách nejvyšší jury, spodní křídy, eocénu a oligocénu (Menčík et al. 1983, Skupien 2006). Podle Golonky a Píchy (2006) a Golonky et al. (2008) je možno tyto sedimenty v oblasti Západních Karpat považovat za potenciální zdrojové horniny uhlovodíků.

V rámci pilotní analýzy byl porovnán obsah organického uhlíku, typ kerogenu stanovený palynologickou metodou a stupeň přeměny této organické hmoty vybraných sedimentů svrchního eocénu frýdlantského souvrství a oligocénu menilitového a ženklavského souvrství (Eliáš 1998). Výsledkem je stanovení vztahu sedimentů k možnému vzniku uhlovodíků a to poměrně jednoduchou metodou.

Materiál

Materiál byl získán z oblasti s nejrozsáhlejšími výchozy menilitového a ženklavského souvrství v s. části Vnějších Západních Karpat na území České republiky. Lokalita se nachází na katastrálním území Bystřice nad Olší (obr. 1, tab. 1), okres Frýdek-Místek. Přesná lokalizace výchozů je 1 900 m vsv. od kóty 386 m, především na levém břehu řeky Olše. Výchozové pásmo je součástí podslezského příkrovu.

Jeden z největších výchozů se nachází 400 m proti proudu řeky Olše od mostu spojujícího centrální část obce



Obr. 1: Studované výchozy v údolí řeky Olše v okolí Bystřice nad Olší.
Fig. 1: Studied outcrops in the Olše river valley near Bystřice nad Olší.

Tab. 1: Souřadnice odebraných vzorků.
Tab. 1: Coordinates of the collected samples.

Dok. bod	Litostratigrafie	souřadnice N	souřadnice E
BY 1	ženklavské s.	49° 37' 38,2"	18° 43' 09,6"
BY 2		49° 37' 37,0"	18° 43' 11,8"
BY 3		49° 37' 35,4"	18° 43' 14,0"
BY 4, 5	frýdlantské s.	49° 37' 34,7"	18° 43' 31,0"
BY 7, 8	menilitové s.	49° 38' 02,1"	18° 42' 29,7"

Bystřice s okrajovou částí obce s názvem Na Pasekách. Jedná se o 200 m dlouhé skalní defilé na levém břehu řeky. Výchoz je vysoký až 8 m. Počátek výchozu má výrazný flyšový charakter. Střídají se v něm jemnozrnné pískovce, prachovce a tmavošedé jílovce. Směrem proti proudu řeky stoupá podíl jílovců a prachovců. Lokálně jsou přítomny i slepence. Sedimenty náleží ženklavskému souvrství. Na obrázku 1 je tento výchoz znázorněn značkami odběrů

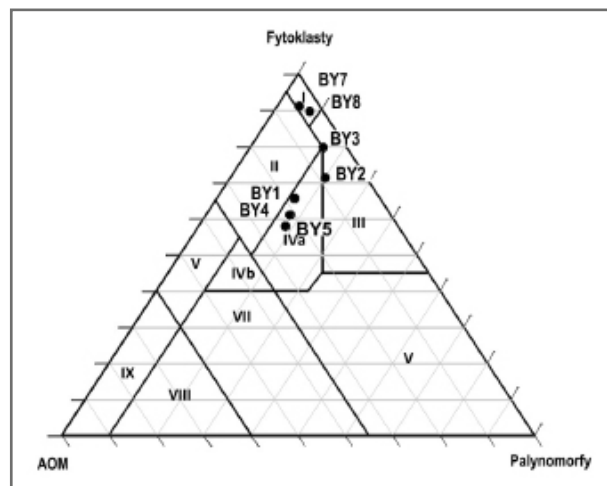
vzorků BY 1–BY 3. Další odkryv (obr. 1, vzorky BY 4, 5) se nachází na pravém nárazovém břehu cca 600 m proti proudu řeky od již zmíněného mostu. Výchoz je tvořen šedými prachovci, které se místy střídají s tmavošedými jílovci. Ojedinele se vyskytují polohy výrazně bioturbovaných pískovců. Vrstevní sled náleží frýdlantskému souvrství. Třetí výchoz, znázorněný na obrázku 1 jako odběr vzorků číslo BY 7 a BY 8, se nachází cca 900 m po proudu řeky od dříve zmíněného mostu spojujícího části obce Bystřice. Odkryv tvoří nárazový břeh na levé straně toku s výskytem laminovaných šedých až šedohnědých jílovců až prachovců s ojedinělým výskytem pískovců (menilitové souvrství).

Metodika

Obsah organické hmoty byl stanoven na Institutu geologického inženýrství VŠB-TU Ostrava na přístroji EuroEA 3000 (Eurovector Elemental Analyzer).

Obsah organické hmoty ve vzorcích a typ kerogenu byly určeny metodikou používanou v palynologii. Organický materiál byl pro zhodnocení rozdělen v preparátech na amorfní černé částice (zaoblené černé částice a rozložená organická hmota, AOM), černé hranaté částice, hnědé částice (hnědá hmota rostlinného původu), žluté částice (kutikuly rostlin), pylová zrna, spory, řasy a výstelky foraminifer (tab. 2, obr. 2). Z každého vzorku bylo v ploše preparátu spočteno 1 000 organických zbytků. Složení organického materiálu charakterizuje organickou facií, genezi organické hmoty a typ kerogenu. Hodnocení vychází z metodiky používané k charakteristice ropomatečných hornin (Batten 1996).

Charakteristika teplotní přeměny organické hmoty je hodnocena podle stupnice teplotních změn organické



Obr. 2: Trojúhelníkový diagram palynofacií a jejich zařazení dle typu kerogenu (Tyson 1993). I – kerogen typu III; II – kerogen typu III; III – kerogen typu III nebo IV; IV – kerogen typu III nebo II; V – kerogen typu III>IV; VI – kerogen typu II; VII – kerogen typu II; VIII kerogen typu II>I; IX – kerogen typu II>I.

Fig. 2: Ternary diagram of palynofacies and their kerogen type according to Tyson (1993).

I – kerogen type III; II – kerogen type III; III – kerogen type III or IV; IV – kerogen type III or II; V – kerogen type III>IV; VI – kerogen type II; VII – kerogen type II; VIII kerogen type II>I; IX – kerogen type II>I.

Tab. 2: Zastoupení organických částic v jednotlivých vzorcích udávané v %.

Tab. 2: Percentual amount of organic particles in the samples.

vzorek	Zastoupení organických částic ve vzorku (%)						AOM
	fytoklasty			palynomorfy			
	žluté č.	hnědé č.	černé hranaté č.	řasy	spory	pylová zrna	
BY 1	9,91	35,6	20,18	14,31	1,28	0,73	17,98
BY 2	20,15	39,92	11,32	14,78	3,45	1,73	8,64
BY 3	19,09	53,24	7,47	14,34	0,79	0,20	4,91
BY 4	3,65	12,86	41,46	17,47	0,77	0,00	23,8
BY 5	3,30	10,46	47,34	14,13	2,94	0,55	21,28
BY 7	17,45	70,98	2,75	3,14	1,18	0,20	4,31
BY 8	20,72	64,76	4,24	3,26	1,96	2,28	2,77

hmoty TAS [Thermal Alteration Scale sensu Batten (1996)]. Metodika je založena na optickém pozorování barvy palynomorf a to cyst dinoflagelát.

Výsledky

Všechny studované vzorky jsou palynofaciálně bohaté (tab. 2). Dominují především fytoklasty (prouhelnělý detrit) černé nebo hnědé barvy. Jednotlivé typy organického materiálu byly sjednoceny do skupin charakterizujících jejich původ. Stanoveny byly tři základní skupiny (obr. 2) použité k vyhodnocení typu kerogenu podle Tysona (1993): fytoklasty (žluté, hnědé, černé hranaté částice), palynomorfy (řasy, spory, pylová zrna) a amorfní organický materiál (AOM – černé kulaté částice a rozložená organická hmota). Ze získaných hodnot vyplývá, že vzorky BY 7 a 8 můžeme přiřadit ke kerogenu typu III (terestrický kerogen) a vzorky BY 1, 4, 5 ke kerogenu typu II nebo III (tj. kerogen akvaticko-terestrický), kerogen vzorků BY 2 a 3 je typu III–IV (tj. kerogen terestrický).

Na základě výše uvedené metodiky bylo u jednotlivých vzorků provedeno stanovení přeměny organické hmoty vlivem tepla (tab. 3). U vzorků BY 1, 2, 3 byla zjištěna teplotní přeměna 2/3 s barevnou charakteristikou žluto-oranžová. Stanovené teplotní přeměny u vzorků se pohybují v rozmezí kolem 30–65 °C, což odpovídá odraznosti vitritinu s Ro v rozmezí od 0,3 do 0,5. Tyto hodnoty ukazují, že organický materiál je nezralý nebo v přechodném stadiu (tj. na počátku ropného okna). U vzorků BY 4 a 5 byla zjištěna teplotní přeměna stupně 1/2 světle žlutá. Tento charakter odpovídá nízkému stupni zralosti

Tab. 3: Stupeň teplotní přeměny organické hmoty v jednotlivých vzorcích podle stupnice TAS (Batten 1996) a obsah organického uhlíku.

Tab. 3: Level of thermal alteration of the organic matter in the samples according to Batten's (1996) Thermal Alteration Scale and the TOC content.

Vzorek	Stupeň teplotní přeměny	Barva stěny palynomorf	% TOC
BY 1	2.3	žluto-oranžová	4,4
BY 2	2.3	žluto-oranžová	5,6
BY 3	2.3	žluto-oranžová	5,4
BY 4	1.2	světle žlutá	4,5
BY 5	1.2	světle žlutá	4,6
BY 7	3.4	středně světle hnědá	10,8
BY 8	4.5	středně hnědá	10,7

(nezralá organická hmota) a je srovnatelný s odrazností vitrinitu Ro kolem 0,2. U vzorku BY 7 byla určena barva palynomorf středně světle hnědá stupně 3/4. Nejvyšší stupeň zralosti 4/5 středně hnědé barvy byl zjištěn u vzorku BY 8, ve kterém je organická hmota hodnocena jako zralá s možností tvorby ropy a mokrého plynu. Teplota přeměny se pohybuje v rozmezí 80–100 °C, tj. odraznost vitrinitu kolem 0,7–0,9. Tento vzorek již spadá do ropného okna a na počátek okna plynového.

Bohatému palynofaciálnímu složení vzorků odpovídá rovněž naměřený vysoký obsah organického uhlíku (TOC), který se pohybuje v hodnotách 4,4–10,8 % (tab. 3).

Závěr

Sedimenty studovaných souvrství jsou převážně tvořeny šedými, případně hnědošedými vápnatými jílovcí až prachovci bohatými na organickou hmotu (TOC 4 až 11 %), z čehož vyplývá, že horniny mají dostatečné množství tohoto materiálu pro vznik uhlovodíků. Nejvyšší obsah TOC je vázán na menilitové souvrství.

V případě frýdlantského souvrství se jedná o kerogen akvaticko-terestrický a z hlediska teplotní přeměny se jedná o materiál nezralý. Organická hmota studovaných

vzorků menilitového a ženklavského souvrství náleží kerogenu terestrického typu (typ III), který je vhodným materiálem pro produkci plyných uhlovodíků. Teplotní přeměna organického materiálu v případě ženklavského souvrství je nízká, stupeň zralosti odpovídá maximálně počátku ropného okna. V případě vzorků jílovců menilitového souvrství je možno sledovat vyšší stupeň zralosti odpovídající ropnému oknu. Ani v jednom ze vzorků se nepodařilo identifikovat stupeň přeměny sahající pod ropné okno, tj. do oblasti geneze plynu.

Z dosažených výsledků vyplývá, že pouze menilitové souvrství na zkoumaných lokalitách má velmi dobré parametry některých potřebných vlastností pro výskyt břidlicového plynu, tj. vysoký obsah organického uhlíku, terestrický kerogen a vyšší stupeň zralosti. Organický materiál však neprošel dostatečnou tepelnou přeměnou a potvrzuje se pouze vztah k produkci ropy.

Poděkování

V práci jsou uvedeny výsledky výzkumu, který byl finančně podpořen Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy ČR v rámci projektu SGS SP2013/36.

Literatura

- Batten, D. J. (1996): Palynofacies. – In: Jansonius, J. – McGregor, D. C. (eds): Palynology: principles and applications. Vol. 3. – American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Chapter 26, 1011–1084.
- Eliáš, M. (1998): Sedimentologie podslezské jednotky. – Práce českého geologického ústavu, 8, 48 s.
- Golonka, J. – Picha, F. (2006): The Carpatians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. – AAPG Memoir 84, 598 pps.
- Golonka, J. – Matyasik, I. – Skupien, P. – Wieclaw, D. – Waskowska-Oliwa, A. – Krocki, M. – Strzebonski, P. – Vašíček Z. (2008): Górnourajsko-dolnokredowe skały macierzyste w zachodniej części Karpat Fliszowych. – In: Krobicki, M. (ed.): Utwory przelomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza. – Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie, Geologia, 34, 3/1, 73–82.
- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. – Dudek, A. – Jetel, J. – Jurková, A. – Hanzlíková, E. et al. (1983): Geologie Moravsko-slezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – 304 s. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Skupien, P. (2006): Obsahy organického uhlíku a palynofacie spodní křídly slezské jednotky. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2005, 45–48.
- Tyson, R. V. (1993): Palynofacies analysis. – In: Jenkins, D. G. (ed.): Applied micropaleontology. – Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, 153–191.

VÝSLEDKY VRTNÉHO PRŮZKUMU NA LOKALITĚ BRUS (NEOGENNÍ SEDIMENTY KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ)

Results of the drilling survey on the locality Brus (Neogene, Carpathian Foredeep)

Václav Zborník¹, Slavomír Nehyba¹, Vladimíra Jašková²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz

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

(24-22 Olomouc)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian, depositional environment, provenance

Abstract

Neogene deposits of the Carpathian Foredeep were newly studied in the sedimentary succession from drill hole Brus 1. They represent the deposits of coastal and shallow marine environments. The drill core was divided into two facies associations – lower silty one and upper carbonate one. The deposition of the upper carbonate facies association (Lower Badenian) is connected with reduction of siliciclastic input.

Úvod

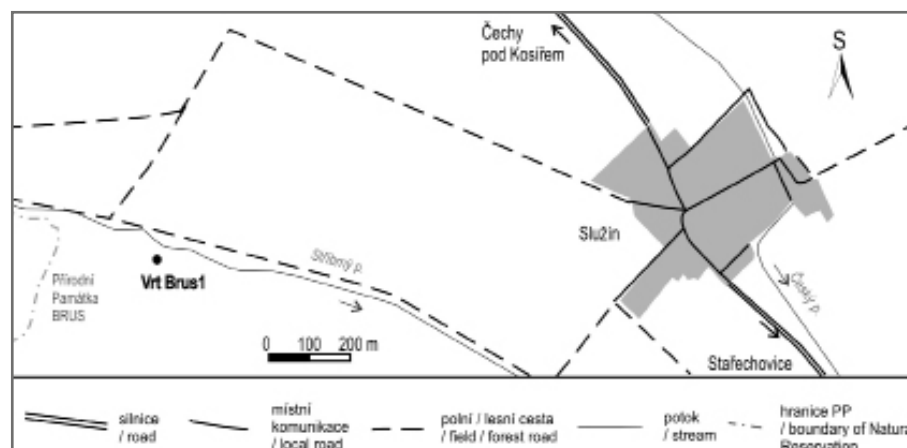
Sedimenty sz. „pasivního“ okraje karpatské předhlubně poskytují informace o procesech probíhajících jak v sedimentární pánvi samotné, tak i v předpolí pánve. Komplikovaná situace těchto sedimentů byla mimo jiné zjištěna na Prostějovsku. Vedle problematiky spodnobadenské transgrese, pozice těles řasových karbonátů v rámci depozičního cyklu, je zde otázkou také výskyt starších neogenních sedimentů, především pak sedimentů stáří karpát. Za účelem lepšího poznání sedimentárního vývoje zájmové oblasti byl nově odvrtán vrt Brus 1. Vrt byl odvrtán v rámci grantového projektu GA ČR 205/09/0103 s názvem „Mělkovodní ekosystémy středního miocénu Centrální Paratethydy: Sukcese a interakce anorganické a organické složky ekosystémů“. Vrt dosáhl hloubky 20 m. Pozice vrtu je prezentována na obrázku 1. Sedimentárno-petrografické zhodnocení tohoto vrtu je záměrem předloženého příspěvku.

Geologická stavba zájmové oblasti a přehled výzkumů

Předneogenní podloží karpatské předhlubně tvoří v zájmovém prostoru spodnokarbonské/kulmské horniny Drahanské vrchoviny (Mísař et al. 1983), konkrétně pak droby a laminované břidlice myslejovického souvrství (svrchní visé) – Růžička et al. (1995). Zlomové pásmo Hané, orientované ve směru SZ–JV, bylo alpsky reaktivováno a významně ovlivnilo morfologii okraje karpatské předhlubně v zájmovém prostoru, kde je uvažován komplikovaný zlomově řízený reliéf úzkých a hlubokých depresí oddělených řadou elevací. Tyto struktury byly orientované pod značným úhlem vůči centrální části pánve (Zapletal 2004).

První podrobnější popis této oblasti se zmínkou o ostrůvku miocenních vápenců, tufu a písku přímo u Služína přinesl již Tietze (1893). Z lokality označené jako Brus (Bros nebo také Trávník) u Služína popsali mikrofaunu heterostegin Schubert (1900) a Spitzner (1898, 1906).

Lokalitu podrobně zkoumal ve 30. letech 20. století Kalabis (1934, 1937a, b, 1949) v souvislosti s výskytem velkých ježovek rodu *Clypeaster* a další makrofaunou. Kalabisův nález úlomků žraločích zubů v miocenní brekcii u Služína zaznamenal Blekta (1932). Kalabis (1961) rovněž shrnul dosavadní výzkumy terciéru na Prostějovsku. Lokalitu řazenou ke spodnímu badenu zmiňují i Remeš (1908, 1933), Schwarz (1946), Barth (1957), Chlupáč – Kalabis (1966)



Obr. 1: Lokalizace zájmové oblasti.
Fig. 1: Location of the area under study.

a Novák (1975). Přehled fosilií nalezených na lokalitě Brus u Služína je uveden v práci Hladilové – Zdražilové (1989).

Nejstarší neogenní marinní sedimenty jsou zde řazeny ke karpátu (Vysloužil 1981, Bubík – Dvořák 1996), jejich výskyt je dle dosavadních poznatků omezen právě na lokalitu Brus, kde byl vyhlouben předmětný vrt. Stratigrafické zařazení ke karpátu bylo založeno na mikropaleontologickém studiu (především foraminifer).

Metodika

Litofaciální analýza byla provedena dle zásad uvedených v pracích Tuckera (1988), Walkera a Jamese (1992) a Nemece (2005). Tvar a zaoblení nejhrubší frakce (> 4 mm) byl určen vizuálně s pomocí metody Powerse (1982). Zrnitostní analýza byla realizována kombinovanou metodou síťování a laserové difrakce (Retsch AS 200 síťovací analyzátor a Cilas 1064 laserový granulometer). K určení zrnitostních charakteristik (Mz, σ) byly využity vzorce dle Folka a Warda (1957). Těžké minerály byly separovány v zrnitostní frakci 0,063–0,125 mm a chemismus granátu a rutilu byl následně studován na mikrosondě Cameca SX 100 (Společná laboratoř MU a ČGS Brno). Celkem bylo provedeno 36 analýz granátu a 20 analýz rutilu. Gamaspektrometrická analýza byla provedena na GR-320 enviSPEC laboratorním spektrometru (Exploranium, Canada) na ÚGV PŘF MU v Brně.

Výsledky

Litofaciální studium vrtných jader vedlo k vyčlenění 10 litofacií. K jejich rozlišení byly využity především zrnitostní a petrologické charakteristiky spolu s kvantitativními i kvalitativními rozdíly v přítomnosti schránek fosilií,

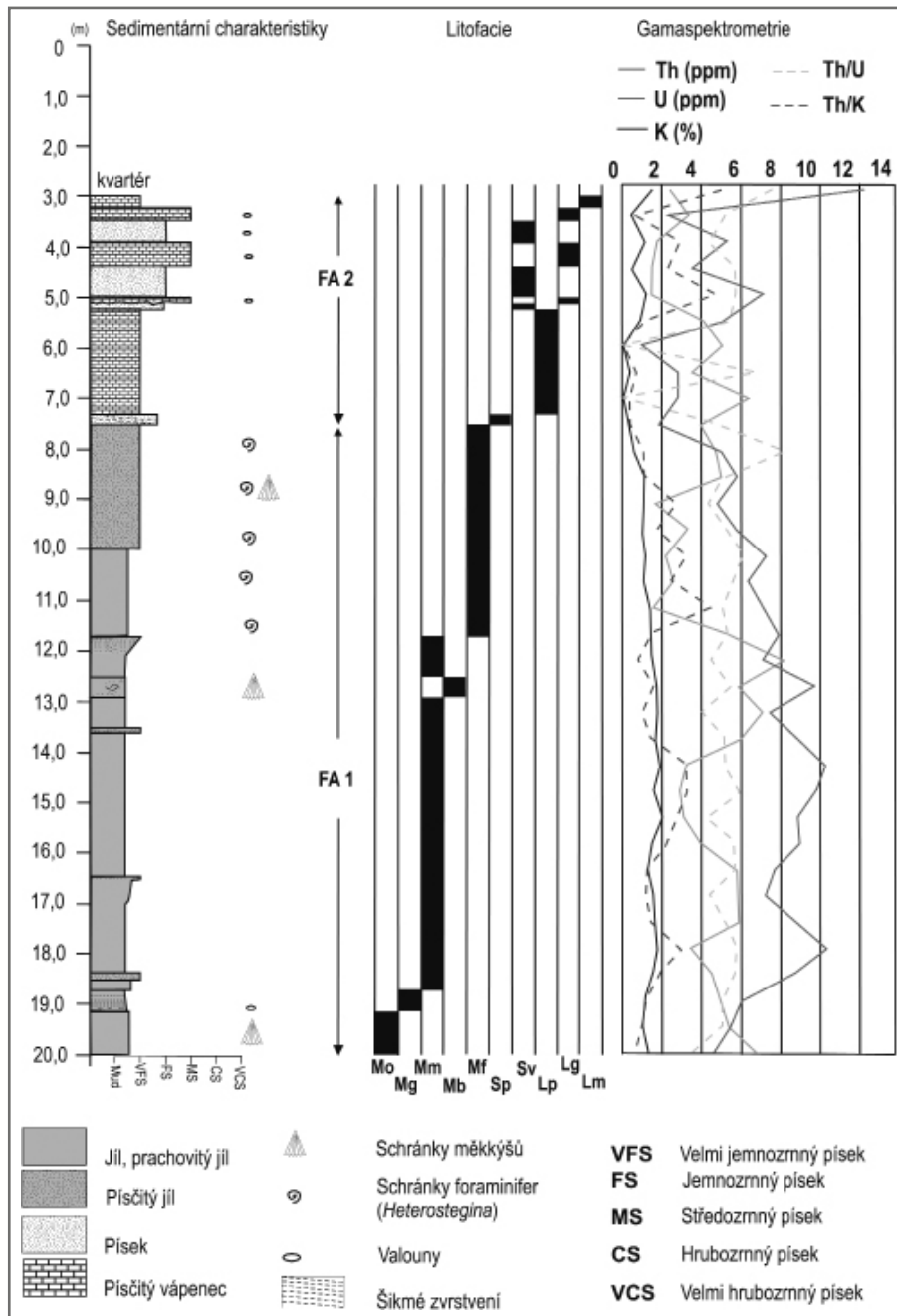
vzhledem ke značné destrukci primárních sedimentárních struktur způsobené technologií vrtání. Litofacie jsou charakterizovány v tabulce 1. Vyčleněné litofacie byly dále seskupeny do dvou faciálních asociací. Výskyt litofacií i faciálních asociací v rámci vrtné je prezentován na obrázku 2.

Spodní faciální asociaci FA1 tvoří pět litofacií (Mo, Mg, Mm, Mb, Mf) a byla vyčleněna v metrži 7,5–20,0 m. Báze neogenních sedimentů nebyla vrtem dosížená. V rámci spodní části faciální asociace se vyskytuje světle šedozelený laminovaný vápnitý prach až prachovec, místy bělavě smouhovaný. Proměnlivé je zastoupení šedého vápnitého jílu, okrového světle šedozeleného velmi jemnozrného až jemnozrného písku, nepravidelně rozmístěných drobných klastů o maximálním průměru 3 mm, a především pak vápnitých schránek měkkýšů, foraminifer a bělavých kongrecí. Poblíž hmotně doložitelné báze FA1 byla zjištěna přítomnost úlomků ústřic, výše se objevují psefitické klasty kulmských hornin a nejvýše pak nápadné schránky velkých foraminifer rodu *Heterostegina*. Směrem vzhůru také relativně přibývá zastoupení písčité frakce. V rámci vzácně přítomné psefitické frakce převažují klasty kulmských drob nad klasty kulmských břidlic. Tyto mají dominantně deskovitý tvar a jsou především ostrohranné až polooostrohranné. Největší zjištěné klasty měly v A-ose délku maximálně 1,8 cm.

V rámci FA1 bylo provedeno 22 gamaspektrometrických měření. Siliciklastické sedimenty FA1 vykazují vcelku nízké hodnoty koncentrace K (1,08–2,07 %, průměrná hodnota /AVG/ byla 1,50 %). Koncentrace K jsou ve spodní části FA1 relativně stabilní a ve svrchní části FA1 (přibližně od 13 m) dochází k jejich postupnému poklesu směrem vzhůru. Koncentrace U byly značně proměnlivé (1,69–8,23 ppm, AVG 4,56 ppm), podobně jako koncentrace Th, které nabývají relativně vyšších hodnot (4,65–10,37 ppm, AVG 7,71 ppm). Výrazný pokles koncentrací těchto dvou prvků (zejména Th) byl zjištěn také ve svrchních částech FA1 (přibližně od 13 m). Průměrná hodnota poměru Th/U je relativně nízká (2,04) a průměrná hodnota poměru Th/K je vyšší (5,14). Korelace mezi hodnotou celkové úrovně koncentrace přirozených radioaktivních prvků a koncentracemi K, Th a U ukazují, že hlavním nositelem přirozené radioaktivi-

Tab. 1: Facie a jejich základní charakteristika.
Tab. 1: List of facies.

Symbol	Popis
Mo	Světle šedý bělavě smouhovaný silně vápnitý jílovitý prach až prachovec s hojným výskytem úlomků schránek ústřic. Facie reprezentuje 5,0 % studovaného sledu.
Mg	Světle šedozelený vápnitý prach až prachovec s rozptýlenou nepravidelnou příměsí klastů do 3 mm především poblíž báze, výše dobře vytríděný, planární až mírně ukloněná laminace. Facie reprezentuje 2,7 % studovaného sledu.
Mm	Světle šedozelený masivní dobře vytríděný vápnitý prach až prachovec proměnlivě jemně písčité, laminovaný, vzácně drobné bělavé kongrece. Mz = -5,3–5,9 ϕ , σ I = 1,8–2,0 ϕ . Facie reprezentuje 39,1 % studovaného sledu.
Mb	Světle šedozelený prachovec vápnitý, dobře vytríděný, přítomnost schránek měkkýšů (<i>Bivalvia</i>), proměnlivá slabá přítomnost jemnozrného až velmi jemnozrného písku. Mz = -5,9 ϕ , σ I = 1,8 ϕ . Facie reprezentuje 2,4 % studovaného sledu.
Mf	Světle žlutošedý až šedožlutý písčité prachovec s výraznou přítomností schránek foraminifer (<i>Heterostegina</i>), vzácně výskyt schránek měkkýšů (<i>Bivalvia</i>), masivní, dobře vytríděný, vápnitý. Mz = -5,1–5,8 ϕ , σ I = 2,0–2,7 ϕ . Facie reprezentuje 24,3 % studovaného sledu.
Sp	Světle žlutohnědý až žlutošedý prachovitý velmi jemnozrný písek až silně jemně písčité prach vápnitý, vzácná přítomnost schránek při bázi, šikmé zvrstvení. Mz = -5,5 ϕ , σ I = 2,2 ϕ . Facie reprezentuje 1,2 % studovaného sledu.
Sv	Světle hnědý, rezavě hnědý bělavě smouhovaný, bělavě zelenošedý silně vápnitý velmi jemnozrný až jemnozrný pískovec, masivní nebo s náznaky mírně ukloněného planárního zvrstvení, výrazná přítomnost vápnitých řas, lokálně mírná příměs klastů kulmských hornin do 3 cm. Facie reprezentuje 6,8 % studovaného sledu.
Lp	Bělavě zelenošedý silně jemně písčité rozpadavý vápenec s výraznou přítomností vápnitých řas. Facie reprezentuje 12,4 % studovaného sledu.
Lg	Bělavý, žlutavě hnědý bělavě smouhovaný rozpadavý písčité řasový vápenec, výrazná přítomnost klastů kulmských hornin až do 1,7 cm, planární zvrstvení, lokálně prachovitý. Facie reprezentuje 5,0 % studovaného sledu.
Lm	Bělavý, rozpadavý prachovitý vápenec až vápnitý prachovec, dobře vytríděný, proměnlivě zpevněný. Facie reprezentuje 1,2 % studovaného sledu.



Obr. 2: Litologický profil vrtem Brus 1.

Fig. 2: Lithostratigraphic log of the well Brus 1.

ty je U ($r = 0,84$), a také K ($r = 0,43$). Relativně menší roli hraje Th ($r = 0,27$). Korelace U a Th nabývá mírně negativní hodnoty ($r = -0,05$), korelace mezi U a K je relativně nízká ($r = 0,22$), kdežto korelace K a Th je poměrně vysoká ($r = 0,79$). Relativně nízká korelace byla zjištěna při srovnání přítomnosti jílové frakce a koncentrace U ($r = 0,34$) a nízká záporná korelace byla zjištěna při srovnání podílu jílové frakce a K ($r = -0,35$), a také Th ($r = -0,28$).

Svrchní faciální asociace FA2 je tvořena také pěti litofaciemi (Sp, Sv, Lp, Lg, Lm). Tato asociace zasahuje do hloubky 7,40 m. Na bázi je přítomen jemnozrný silně vápnlitý šikmo zvrstvený písek. Faciální asociace je tvořena převážně bělavě zelenošedým silně jemně písčitém řasovým vápencem. Dále byl zjištěn žlutavě hnědý,

bělavě smouhovaný rozpadavý písčité řasový vápenec, planárně laminovaný, s výraznou přítomností klastů kulmských hornin, který se střídá se světle hnědým, bělavě smouhovaným vápnlitým jemnozrným pískovcem s příměsí klastů kulmských hornin. Maximální velikost klastů (osa A) dosahovala 2,7 cm, většinou se pohybovala do 1 cm. Klasty psefitické frakce jsou obvykle ostrohranné až poloostrohranné, méně často polozaoblené. Mají nejčastěji deskovitý tvar, méně často sloupcovitý. Převažují kulmské droby a jílovité břidlice (až 80 %), akcesoricky se vyskytuje křemen a vápnlité konkrce. Místy byly nalezeny zbytky schránek měkkýšů a směrem ke spodní hranici faciální asociace se výrazně zvyšuje přítomnost schránek měkkýšů a ubývá řas.

Gamaspektrometrickou analýzou (11 měření) bylo zjištěno, že sedimenty asociace FA2 vykazují střední koncentrace K (0,37–1,23 %, průměrná hodnota AVG 0,64 %), Th (0,93–7,15 ppm, AVG 3,89 ppm), a relativně vyšší koncentraci U (1,53–6,44 ppm, AVG 3,74 ppm). Průměrná hodnota poměru Th/U dosahuje 1,46 a průměrná hodnota poměru Th/K je pak 1,66. To jsou hodnoty nižší než v rámci FA1. Z korelace celkové úrovně koncentrace

přirozených radioaktivních prvků se zastoupením jednotlivých radioelementů vyplývá, že nejvýraznějším nositelem radioaktivity v daném sedimentu je U (korelační koeficient $r = 0,7$). Korelační koeficient k Th je výrazně nižší ($r = 0,2$) a především pro K ($r = -0,11$). Korelace U a Th je negativní ($r = -0,38$) podobně jako korelace U a K ($r = -0,60$). Naпротив tomu koncentrace K a Th vykazují téměř dokonalou korelaci ($r = 0,89$). Písčité facie Sp a Sv mají relativně stabilní koncentrace Th (2,90–5,81 ppm), proměnlivé koncentrace U (1,53–6,44 ppm) a nižší koncentrace K, když ve dvou vzorcích nebyla koncentrace přístrojem detekovatelná, ale v ostatních se pohybovala mezi 0,61 a 1,14 %. V karbonátových faciích Lp, Lg a Lm se koncentrace Th pohybovaly v širokém rozmezí (0,93–7,15 ppm), relativně

kolísavé zastoupení projevoval U (1,49–4,76 ppm) a nízké hodnoty vykazoval K (0,37–1,24 %). Velmi nízká korelace byla zjištěna při srovnání přítomnosti jílové frakce s koncentracemi U ($r = 0,14$) i Th ($r = 0,17$), relativně vyšší pak pro K ($r = 0,28$).

Interpretace

Faciální asociace 1 se na první pohled jeví jako litologicky monotónní. Depozice proběhla v mělkomořském prostředí (fotická zóna) pod bázi běžného vlnění. Přínos psefitického a psamitického materiálu lze nejspíše spojit s činností bouřek. Slabá a rozptýlená přítomnost psamitické a psefitické frakce spolu s výraznou dominancí prachové frakce a poměrně vysokým podílem frakce jílové ukazuje na relativně chráněné prostředí depozice. Bázi FA2 lze spojit se změlením depozičního prostředí, trakční struktury ukazují na pohyb valů na dně. Depozice karbonátů pak ukazuje na sedimentaci v mělkomořských podmínkách, zvýšená přítomnost klastického materiálu v karbonátech i střídání karbonátových litofacií s litofaciemi siliciklastickými ukazují na nejspíše občasné, ale přesto zvýšený přínos písčitého materiálu do pánve.

Vysoká 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. Negativní korelace mezi koncentracemi Th a K a zastoupením jílové frakce lze nejspíše spojit s hlavním původem signálu v rámci písčité a siltové komponenty. Signál K a Th je v písčité frakci hledán jak v rámci těžkých, tak i lehkých minerálů (těžké minerály, klastické slídy/živce). Obdobná negativní korelace byla zjištěna také při studiu spodnobadenských sedimentů na nedaleké lokalitě Hlučov (Nehyba – Jašková 2012). Lze také spekulovat, že jílová frakce může být charakteristická smektitem s nízkým obsahem K (Bersad – Dypvik 1982). Výrazné výkyvy v zastoupení Th a U odráží nejspíše proměnlivé zastoupení psamitické frakce a karbonátového materiálu. Ve svrchní části FA1 (přibližně od 13 m) lze předpokládat postupnou redukci přínosu klastického materiálu do zájmového prostoru.

Hranice mezi FA1 a FA2 je zřetelná výrazným poklesem koncentrací zejména K a hodnot poměru Th/U i Th/K a naopak vyšší koncentrací U. Tyto rozdíly ukazují na výraznou redukci přínosu terestrického siliciklastického materiálu do pánve během sedimentace FA2 (Langmuir – Herman 1980). Uran je v FA2 relativně nabohacen vzhledem k ostatním nositelům přirozené radioaktivity ve vzorcích s vyšším obsahem karbonátů, na což ukazuje nízký Th/U poměr zjištěný v karbonátových faciích (Bersad – Dypvik 1982).

Rozdíly v kvantitativní i „kvalitativní“ přítomnosti schránek organismů v rámci FA a FA2 (ústřice, „velké“ foraminifery, tenkostěnné schránky měkkýšů, vápnité řasy) nejspíše odráží především rozdíly v teplotě a chemismu (produktivita CaCO₃, atd.) vody, které mohou souviset s rozdílným proudovým režimem.

V omezené míře byl ve studovaných sedimentech posouzen také chemismus granátu (36 analyzovaných zrn), která pocházela z FA1 i FA2. Složení granátu bylo velmi pestré (tab. 2), přičemž almandinová složka v gra-

Tab. 2: Typy granátu ve studovaných sedimentech.
Tab. 2: Garnet types of the studied Neogene deposits.

Typ granátu	%
ALM ₍₇₇₋₉₁₎	17,1
ALM ₍₆₀₋₈₀₎ -PRP ₍₁₁₋₂₄₎	20,0
ALM ₍₇₂₎ -PRP ₍₁₂₎ -SPS ₍₁₁₎	2,9
ALM ₍₆₁₋₇₃₎ -PRP ₍₁₃₋₁₇₎ -GRS ₍₁₁₋₁₆₎	5,7
ALM ₍₅₆₎ -GRS ₍₂₃₎ -SPS ₍₁₂₎	2,9
ALM ₍₆₅₋₇₉₎ -GRS ₍₁₁₋₂₂₎	17,1
ALM ₍₅₉₋₆₈₎ -GRS ₍₁₆₋₂₃₎ -PRP ₍₁₂₋₁₆₎	11,4
ALM ₍₆₆₎ -SPS ₍₂₀₎	2,9
ALM ₍₅₆₋₇₄₎ -SPS ₍₁₂₋₂₈₎ -PRP ₍₁₁₋₁₅₎	8,6
ALM ₍₆₀₎ -SPS ₍₁₇₎ -GRS ₍₁₅₎	2,9
SPS ₍₇₁₎ -ALM ₍₁₅₋₁₆₎	5,7
SPS ₍₄₄₎ -ALM ₍₃₇₎ -GRS ₍₁₄₎	2,9

nátech naprosto dominuje. Pyrop-almandiny jsou nejvýše zastoupené, následují grossular-almandiny, almandiny a grossular-pyrop-almandiny.

Chemismus byl studován také u rutilu (20 analyzovaných zrn z FA1 i FA2). Koncentrace hlavních diagnostických prvků jsou velmi proměnlivé. Většina (70,6 %) hodnocených rutilů vykazuje vyšší koncentrace Fe než 1 000 ppm. Zastoupení Nb se pohybuje mezi 200 a 5 180 ppm (průměr 1 802 ppm), Cr mezi 40 a 3 420 ppm (průměr 795 ppm) a Zr mezi 60–1 680 ppm (průměr 622,5 ppm). Hodnota logCr/Nb byla negativní v 95 %.

„Primární“ zdroj granátu lze hledat v regionálně metamorfovaných horninách (rulách, amfibolitech a granulitech), což potvrzují i výsledky studia rutilu. Jeho původ lze hledat také především v metamorfitech, přičemž lze předpokládat výrazně vyšší zastoupení hornin metamafických (52,9 %) než metapelitů (17,7 %). Role magmatických hornin byla relativně vysoká (35,5 %). Provenience granátu i rutilu je tedy odlišná od provenience těchto minerálů ve spodnobadenských sedimentech na blízké lokalitě spodnobadenských sedimentů Hlučov (Nehyba – Jašková 2012).

Použití Zr-termometrie pro metapelitické rutily ukazuje, že všechny patří ke granulitové metamorfní facií (Force 1980, Zack et al. 2004a, b, Triebold et al. 2005). Asociace těžkých minerálů jsou srovnatelné s výsledky zjištěnými pro kulmské horniny (Štelcl – Svoboda 1962, Otava 1998). Polymorfní granátickou asociaci popsal pro spodní části myslejovického souvrství Otava (1998). Lze proto oprávněně předpokládat významnou roli hornin drahanského kulmu ve zdrojové oblasti jak pro sedimenty FA1, tak i FA2.

V zájmovém prostoru bylo Vysloužilem (1981) popsáno v nadloží hornin kulmu bazální písčito-pelitické souvrství a mladší souvrství brekcí a lithothamniových vápenců. Bazálnímu písčito-pelitickému souvrství zčásti přisuzuje stáří karpát, pro jeho svrchní část tvořenou šedými vápnitými jílovci pak stratigrafické zařazení chybí. Mladšímu souvrství přisuzuje stáří spodního badenu. Sedimenty vrhu Brus 1 nebyly dosud paleontologicky hodnoceny, proto chybí jejich biostratigrafické zařazení. Ve vrhu nebyly zjištěny sedimentární brekcie, prachovité sedimenty FA1 se také litologicky liší od výše uvedeného „písčito-pelitického souvrství“ uvedeného Vysloužilem

(1981), ke kterému ani nejsou uvedeny bližší litologické charakteristiky. Studované sedimenty FA2 lze faciálně srovnat s lokalitami spodnobadenských sedimentů, které jsou známé v okolí Prostějova a přisoudit jim stáří spodního badenu. Sedimenty FA1 se však litofaciálně odlišují od dosud studovaných lokalit (Přemyslovice, Hluchov – Zágöršek et al. 2012, Nehyba – Jašková 2011). Přesto, že FA1 se jeví na první pohled jako litologicky monotónní, byla v rámci asociace odlišena řada jednotlivých litofacií a lze vysledovat i určité rozdíly v gamaspektrometrickém signálu. Nejvyšší část FA1 (litofacie Mf) lze ve shodě s názory Chlupáče a Kalabise (1966) stratigraficky přiřadit ke spodnímu badenu díky přítomnosti schránek velkých foraminifer rodu *Heterostegina*. Vzhledem k litologické podobnosti svrchní a spodní části FA1 předpokládáme předběžně, že sedimenty FA1 mají také spodnobadenské stáří. Jednoznačné stratigrafické zařazení spodní části FA1 je nutno řešit paleontologickými metodami, protože litofaciální srovnání s publikovanými daty (Vysloužil 1981, Bubík – Dvořák 1996) není možné.

Pozicí spodnobadenských karbonátových těles karpatské předhlubně, především pak řasových vápenců, ve vztahu k pohybu relativní mořské hladiny, se zabývala řada autorů (Buday 1955, Cicha – Dornič 1960, Krystek – Tejkal 1968, Hladíková et al. 1992, Doláková et al. 2008). Významnou roli přínosu siliciklastického materiálu na tvorbu těchto karbonátových těles potvrdili Nehyba – Jašková (2012) pro blízkou lokalitu Hluchov, kde i přes rozdílný faciální záznam je pozice karbonátů obdobná jako ve vrtu Brus.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu GA ČR 205/09/0103. Za laskavé posouzení příspěvku a připomínky jsme povinováni díkem doc. O. Bábkovi a dalšímu neznámému recenzentovi.

Literatura

- Barth, V. (1957): Historický přehled geologických výzkumů v Hornomoravském úvalu. – MS, písemná práce k aspirantskému minimu, PŘF UP, 31. Olomouc.
- Berstad, S. – Dypvik, H. (1982): Sedimentological evolution and natural radioactivity of Tertiary sediments from the central North Sea. – *Journal of Petroleum Geology*, 5, 77–88.
- Blekta, J. (1932): Další naleziště žraločích zubů na okrese. – *Věstník Klubu přírodovědeckého v Prostějově za roky 1930–1931*, 22, str. 71. Prostějov.
- Bubík, M. – Dvořák, J. (1996): O nálezu karpátu (miocén) a dalších výsledcích vrtu Slatinky MH-10. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1995*, 20–21. Praha.
- 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, 133–146.
- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentological Petrology*, 27, 3–26.
- Force, E. R. (1980): The provenance of rutile. – *Journal of Sedimentological Petrology*, 50, 2, 485–488. Tulsa.
- Hladíková, J. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (1992): Preliminary results of new investigations of Miocene sediments at Hostim (SW Moravia). – In: Hamršíd B. (ed.): *New results in Tertiary of the Western Carpathians*. – *Knihovnička Zemní Plyn Nafta* 15, 165–176. Hodonín.
- Chlupáč, I. – Kalabis, V. (1966): Regionální geologie Prostějovska. – Souček, V. (ed.): *Průvodce expozicí „Neživá příroda“*, 17–25. Prostějov.
- Kalabis, V. (1934): O některých velkých zkamenělinách z miocénu okolí Prostějova a Olomouce. – *Příroda*, 27, 53–54. Brno.
- Kalabis, V. (1937a): Příspěvek ke stratigrafii miocénu u Prostějova. – *Sborník Klubu přírodovědeckého v Brně*, 20, 78–84. Brno.
- Kalabis, V. (1937b): O pobřežní facii tortonského moře u Služína nedaleko Prostějova. – *Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, oddíl přírodovědný*, 185 a 186, 107–111. Olomouc.
- Kalabis, V. (1949): *Monografie Clypeasterů z československého miocénu*. – *Rozpravy Státního geologického ústavu*, sv. XI. Praha.
- Kalabis, V. (1961): *Historie výzkumu terciéru širšího okolí Prostějova*. – *Sborník Vlastivědného muzea Prostějov, Odd. Přír.*, 59–75.
- Krystek, I. – Tejkal, J. (1968): Zur Lithologie und Stratigraphie des Miozäns in sw. Teile der Karpatischen Vertiefen in Mähren. – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis. Geologia* 9, 7, 1–31.
- Langmuir, D. – Herman, J. S. (1980): The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. – *Geochemical Cosmochimical Acta*, 44: 1753–1766.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): *Geologie ČSSR I Český masiv*. –1–333. SNTL Praha.
- Nemec, W. (2005): *Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses*. – *Institut for geovitenskap, Uni. Bergen*, 1–28.
- 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.
- Novák, Z. (1975): *Spodnobadenské vápence karpatské předhlubně*. – MS, Kandidátská disertační práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity J. E. Purkyně. Brno.
- Otava, J. (1998): Trendy změn ve složení siliciklastik drahanského kulmu a jejich geotektonická interpretace. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1997*. 62–64.
- Powers, M. C. (1982): Comparison chart for estimating roundness and sphericity. – *AGI Data Sheet* 18.
- Remeš, M. (1908): *Dodatky ke geologické mapě okolí olomouckého*. – *Zprávy Komise pro přírodovědné prozkoumání Moravy, odd. geol.-pal.*, 7. Brno.
- Remeš, M. (1933): *Dodatky ke geologické mapě okolí olomouckého a poznámky k některým listům sousedním. (část II.)*. – *Zprávy Komise pro přírodovědné prozkoumání Moravy a Slezska, odd. geol.*, 12. Brno.
- Růžička, M. et al. (1995): *Vysvětlivky ke geologické mapě 1 : 50 000 list 24-21 Olomouc*. – MS ČGS.
- Schwarz, R. (1946): *Příspěvek k poznání neogenu na listu Olomouc*. – *Věstník Královské české společnosti nauk, třída matemat.-přírodověd.*, ročník 1944, 1–20. Praha.
- Schubert, R. J. (1900): *Über die Foraminiferenfauna u. Verbreitung des nordmährischen Miocäntegels*. – *Lotos, Jahrgang 1900*, 20.
- Spitzner, V. (1898): *Geologická reliéfní mapa okresu prostějovského a plumlovského*. – *První výroční zpráva Klubu přírodovědeckého v Prostějově za rok 1898*, 42–45. Prostějov.
- Spitzner, V. (1906): *Foraminifery z miocénových jílu u Čech blíž Prostějova*. – *Věstník Klubu přírodovědeckého v Prostějově za rok 1905*, 8, 120–125. Prostějov.
- Tietze, E. (1893): *Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz*. – *Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 43, 399–566. Wien.
- Triebold, S. – von Eynatten, H. – Zack, T. (2005): Trace elements in detrital rutile as provenance indicators: a case study from the Erzgebirge, Germany. – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 38, 44–145.
- Tucker, M. ed. (1988): *Techniques in Sedimentology*. – Blackwell Science, 1–394.
- Vysloužil, O. (1981): *Fauna spodního badenu na lokalitě Služín v karpatské předhlubni na Moravě*. – MS, diplomová práce, PŘF MU Brno
- Walker, R. G. – James, N. P. (1992): *Facies Models. Response to sea level changes*. – *Geol. Ass. Canada*, 1–380, Toronto.
- Zack, T. – von Eynatten, H. – Kronz, A. (2004a): Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. – *Sedimentary Geology*, 171, 37–58.
- Zack, T. – Moraes, R. – Kronz, A. (2004b): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 471–488.
- 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.
- Zapletal, J. (2004): *Příspěvek k paleogeografické evoluci spodnobadenských sedimentů na střední Moravě (Česká republika)*. – *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis*, 31–32, *Geology*, 87–98.

VRCHNOBÁDENSKÉ SEDIMENTY OKOLIA BRATISLAVY (VIEDENSKÁ PANVA)



Upper Badenian sediments around Bratislava (Vienna Basin)

Adriena Zlinská¹, Kamil Zágoršek², Irene Zorn³

¹ State Geological Institute of Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11, Slovak Republic;
e-mail: adriena.zlinska@geology.sk

² National Museum – Department of Paleontology, Václavské nám. 68, 115 79 Prague, Czech Republic

³ Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Austria

(44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves)

Key words: Vienna basin, Studienka Formation, Sandberg Members, Foraminifers, Ostracods, Bryozoa, Bulimina–Bolivina biozone, Upper Badenian

Abstract

From surface samples (DB-1 až DB-3, obr. 1) and shallow boreholes (ZNV-1 Devínska Nová Ves a ZNV-3 Záhorská Bystrica) situated NNW from Bratislava (the Studienka Formation of the Vienna basin) we studied foraminiferal, ostracodal and bryozoans associations. All assemblages belong to Bulimina–Bolivina biozone (Upper Badenian). Studied associations indicate shallow water, normal marine environment in neritic conditions.

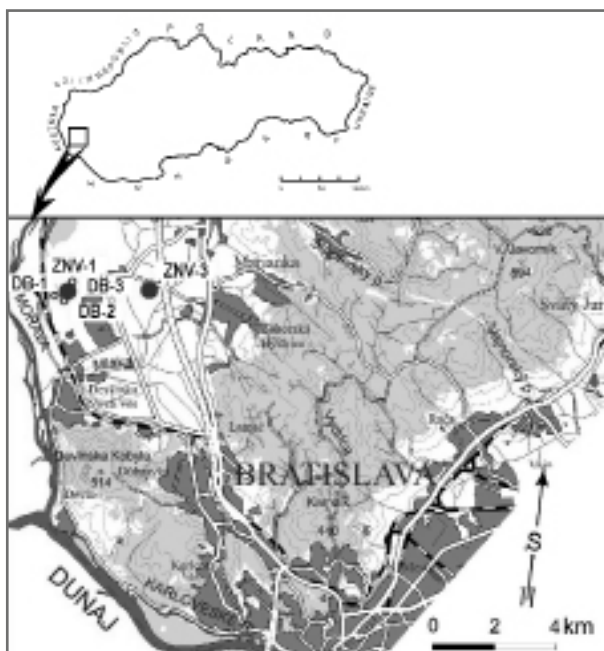
Úvod

V príspevku sme sa mikrofaunisticky zamerali na dva plytké vrty (ZNV-1 Devínska Nová Ves a ZNV-3 Záhorská Bystrica) situované sss. od Bratislavy, ktoré boli realizované v rámci projektu Geologická mapa regiónu Záhorská nížina v mierke 1 : 50 000, a doplnili ich o štúdium povrchových vzoriek (DB-1 až DB-3, obr. 1).

Litostratigrafické jednotky vrchného bádenu Viedenskej panvy Vrchnobádenské sedimenty vo Viedenskej panve reprezentuje studienčanské súvrstvie. Súvrstvie tvoria sivé, vápnité pelitické sedimenty prevažne íl/ílovec

(„tégel“), prechádzajúce do pieskov. Prostredie vzniku bolo morské, panvové, neritické. K okraju panvy sa prostredie vysladzovalo na lagunárne až sladkovodné. Maximálna hrúbka súvrstvia do 900 m je v kútskej priekope. Súvrstvie je rozšírené v centrálnej časti Viedenskej panvy, odkiaľ zasahuje aj k okrajom Malých Karpát.

V súvrství bol opísaný marginálny člen – sandberské vrstvy. Opísal ich Baráth et al. (1994). Názov je odvodený od kóty Sandberg, j. od Devínskej Novej Vsi na Záhorí. Stratotypom je stará pieskovňa na svahu kóty Sandberg (obr. 2). Na báze vrstiev je brekcia, resp. štrk/zlepenc tvorené fragmentami a obliakmi hornín mezozoického podložia. Vyššie je šikmo zvrstvený žltosivý piesok s lumachelami mäkkýšov, vložkami drobnozrnného štrku, resp. brekcie a piesčitého vápnitého ílu, ako aj lavice bochníkov riasových vápencov. V strope je lavica brekcie a brekciovitého vápenca. Prostredie vzniku bola litorálna zóna transgredujúceho mora.



Obr. 1: Lokalizácia vzoriek.
Fig. 1: Position of samples.



Obr. 2: Sandberské vrstvy na typovej lokalite Sandberg.
Fig. 2: Sandberg Members at the type locality Sandberg.

Sandberské vrstvy ležia diskordantne na mezozoikom podloží a postupne laterálne prechádzajú do pelitov studienčanského súvrstvia. Maximálna hrúbka vrstiev je 90–100 m. Rozšírené sú na sz. úpätí Malých Karpát (Devínska Nová Ves, Záhorská Bystrica, Rohožník).

Vyhodnotenie vzoriek

Zo zväčša fľovitých povrchových vzoriek a vzoriek z vrtu ZNV-1, výnimku tvorili len piesčité vzorky (sandberské vrstvy) z vrtu ZNV-3 (Záhorská Bystrica), sme získali spoločenstvá foraminifer (92 druhov), ktoré sú pomerne diverzifikované. Vrchnobádenské taxóny sú zastúpené bentickými rodmi *Bulimina* (*B. gutsulica* Liv., *B. longata elongata* Orb.), *Bolivina* (*B. dilatata dilatata* Rss., *B. dilatata maxima* C. et Z., *B. plicatella* Cush., *B. pokornyi* C. et Z., *B. hebes* Macfad., *B. antiqua* Orb., *B. antiquaeformis* C. et Z.) a *Fursenkoina acuta* (Orb.), ktoré veľmi dobre tolerujú znížený obsah kyslíka pri dne. Planktonická zložka je zastúpená rodmi *Globigerina* (*G. diplostoma* Rss., *G. bulloides* Orb., *G. praebulloides* Blow), *Globigerinoides* [*G. trilobus* (Rss.), *G. quadrilobatus* (Orb.)], *Globigerinella* [*G. regularis* (Orb.)], *Globoquadrina* [*Globoquadrina altispira* (Cush. et Jar.)], *Turborotalita* [*T. quinqueloba* (Nat.)], *Orbulina* (*Orbulina suturalis* Brön.) a vo vrte ZNV-1 indexovou fosíliou *Velapertina indigena* (Lucz.). Vzácný výskyt uvigerín reprezentuje *Pappina parkeri* (Karr.) a typická *Pappina neudorfensis* (Toula) v povrchových vzorkách. Charakteristická je tu prítomnosť zástupcov plytkovodného a teplomilného rodu *Amphistegina* a elfidiidných taxónov [*Amphistegina mammilla* (F. et M.), *Elphidium fichtellianum* (Orb.) a *E. macellum* (F. et M.)].

Vo vrte ZNV-3 (Záhorská Bystrica, 3,0–3,4 m) dochádza k ochudobneniu fauny a planktón je zastúpený v hĺbke 3,0–3,2 m taxónmi: *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Globigerina tarchanensis* Sub. et Chut., *Orbulina suturalis* Brön. a v hĺbke 3,2–3,4 m len *Globoquadrina altispira globosa* Bolli. Vrchnobádenské zníženie salinity indikuje vo vzorke z hĺbky 3–3,2 m 95% zastúpenie druhu *Ammonia beccarii* (L.). Plytkovodné prostredie dotvára prítomnosť taxónov *Elphidium fichtellianum* (Orb.) a *Nonion commune* (Orb.). Okrem foraminifer boli zistené úlomky juvenilných mäkkýšov, bryozoa, ostrakódy a ostne ježoviek.

Fauna ostrakódov zo vzoriek v Devínskej Novej Vsi obsahuje jedenásť druhov a najhojnejšia je vo všetkých vzorkách prítomná *Aurila punctata* (Münster). Druhy *Loxocorniculum hastatum* (Rss.), *Costa tricostata* (Rss.) a *Paranesidea? brevis* (Lienenklaus) možno nájsť vo väčšine vzoriek, ale sú menej hojné. Okrem uvedených sa vyskytujú *Aurila haueri* (Rss.), *Occultocythereis bituberculata* (Rss.) a *Pteryocythereis jonesii* (Baird). Veľmi zriedkavé sú *Cythereella* sp., *Parakrithe rotundata* (Aiello et al.), *Semicytherura flicata* (Schneider) a *Xestoleberis aff. dispar* Mueller sensu

STUPEŇ	Foraminiferové biozóny Centrálnej Paratéthidy		
	Cicha et al. 1975		Grill 1941, 1943
SARMAT			<i>Nonion granosum</i> <i>Elphidium hauerinum</i> <i>Elphidium reginum</i>
	vrchný	<i>Velapertina</i>	<i>Uvigerina hispidocostata</i> <i>Pavonitina</i>
		stredný	<i>Globigerina druryi</i> <i>G. decoraperta</i>
BÁDEN	spodný	<i>Orbulina suturalis</i> <i>Praeorbulina</i>	<i>Lenticulina echinata</i>
			vrchná lagenidová zóna (<i>Lenticulina cultrata</i>) spodná lagenidová zóna (<i>Planulina wuellerstorfi</i>)

Obr. 3: Biozóny bádenu a sarmatu.

Fig. 3: Biozones of the Badenian and the Sarmatian.

Gross 2006. Väčšina druhov je charakteristická pre bádén alebo bádén a staršie usadeniny.

Vzorky zo Záhorskej Bystrice priniesli úplne odlišné ostrakódové spoločenstvo s *Cytheridea acuminata* Bosquet, *Flexus reussianus* Ruggiero, *Loxoconcha* sp., *Bairdoppilata cf. subdeltoidea* (Münster) a *Cyamocytheridea* sp. indikujúce bádén a epineritické podmienky.

Z machoviek sú vo vzorkách zastúpené hlavne rody *Crisia*, *Cellaria*, *Reteporella* a *Rhynchozoon monoceros* (Rss.). Vo vzorke DB-1 okrem už spomínaných ešte rody *Hornera*, *Fron dipora*, *Ybseleocia* a *Mecynoecia*. Tieto rody majú radi plytké, dynamické prostredie, ale ich schránky sú veľmi odolné a tak často dochádza k ich redeponovaniu.

Zhrnutie

Zo studienčanského súvrstvia Viedenskej panvy bolo z povrchových vzoriek (DB-1 až DB-3, obr. 1) a plytkých vrtov (ZNV-1 Devínska Nová Ves a ZNV-3 Záhorská Bystrica) ssz. od Bratislavy determinovaných 92 taxónov foraminifer, 11 ostrakódov a 8 machoviek, ktoré v zmysle mikrofaunistickej zonácie Grilla (1941) indikujú bulimíno–bolivínovú biozónu vrchného bádenu (obr. 3).

Podakovanie

Výskum bol realizovaný v rámci projektu Ministerstva životného prostredia SR č. 01 06 Geologická mapa Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000 a za finančnej podpory Ministerstva kultúry ČR v rámci inštitucionálneho financovania dlhodobého koncepčného rozvoja výskumnej organizácie Národní muzeum (DKRVO 2013/04, 00023272).

Literatura

- Baráth, I. – Nagy, A. – Kováč, M. (1994): Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. – Geol práce, Spr. (Bratislava), 99, 59–66.
- Cicha, I. – Čtyroká, J. – Jiříček, R. – Zapletalová, I. (1975): Principal biozones of the Late Tertiary in Eastern Alps and West Carpathians. – In: Cicha, I. (ed.): Biozonal division of the Upper Tertiary Basins of the Eastern Alps and West Carpathians. I. U. G. S. Proceedings of the VI. Congress, Bratislava, 19–34.
- Grill, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. – Oel u. Kohle 37, Berlin, 595–602.
- Grill, R. (1943): Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. – Mitteilungen Reichsamts Bodenforsch. (Wien), 6, 33–44.
- Gross, M. (2006): Mittelmiozäne Ostracoden aus dem Wiener Becken (Badenium/Sarmatium, Österreich). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Sonderband 1, Wien, 1–224.

PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY STRATIGRAFICKÉHO VÝZKUMU JURY V OLOMUČANECH

Preliminary results of stratigraphical research of the Jurassic in Olomučany

Miroslav Bubík, Helena Gilíková

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: miroslav.bubik@geology.cz

(24–41 Vyškov)

Key words: *Callovian, Oxfordian, petrography, palaeontology, biostratigraphy, Foraminifera*

Abstract

Geological survey 1 : 25 000 of the Jurassic sediments in Olomučany village near Brno, Moravia allowed distinguishing of three distinct unformal members that were described already by Uhlig (1881): 1. biodetritic limestones (Callovian), 2. calcareous spongolites and bedded cherts (Lower Oxfordian), 3. micrite limestones (Middle Oxfordian). Each of these members bears distinct foraminifer taphocenosis including planktonic forms. Quantitative analysis of microfaunal content supports the general deepening trend during the deposition from nearshore to outer shelf setting.

Úvod

Jurské karbonátové sedimenty v okolí Olomučan jsou reliktem karbonátové platformy pokrývající původně JV Moravy až do okolí Znojma, Třebíče a Svitav a spojené pravděpodobně s jurou v s. Čechách a dále na S prostřednictvím mořského průlivu (Chlupáč et al. 2002). Směrem na J a na V jsou autochtonní sedimenty karbonátové platformy zachované v podloží vídeňské pánve a vnějších příkrovů Karpat až k Vídni.

Relikt jurských sedimentů v Olomučanech zaujímá plochu asi 3 km dlouhou a 1 km širokou, protaženou ve směru SSZ–JJV. Před denudací se jurské sedimenty zachovaly díky zaklesnutí podél zlomů blanenského prolomu, aktivizovaných někdy mezi ukončením jurské sedimentace a cenomanem. Křídové sedimenty totiž nasedají na jurské sedimenty a zároveň, jz. a sv. od jurského reliktu, na před-mezozoický podklad (Bosák 1978).

Historie geologických výzkumů v Olomučanech začala záhy v souvislosti s těžbou železných rud v první polovině 19. stol. Jurské stáří sedimentů jako první rozpoznal na základě jejich amonitové fauny L. Buch. Jeho nepublikované sdělení později zveřejnil Beyrich (1844). První podrobný popis vrstevního sledu jury přinesl Uhlig (1881) ve své monografii o juře okolí Brna. Podal i dosti detailní systematický popis amonitů, ramenonožců, ježovek a foraminifer a ve faunenlistech zaznamenal i další faunu (mlže, plže, serpulidní červy, spongie, lilijice a žraločí zuby). Na základě makrofauny – především amonitů – určil stáří jurských sedimentů v rozmezí nejvyšší dogger–oxford.

K poznání vrstevního sledu jury v Olomučanech významně přispěl vrt O1 vyhloubený v rámci regionálně geologického výzkumu Moravského krasu (Chlupáč et al. 1961). Prošel rudickými vrstvami (křída), jurskými sedimenty a skončil v podložních devonských vápencích.

Mikropaleontologické zhodnocení olomučanské jury na základě foraminifer a vápnitého nanoplanktonu provedli Hanzlíková a Bosák (1977). V práci jsou prezentovány dva profily: Olomučany a Josefov. Je zřejmé, že jde o složené profily konstruované z více izolovaných výchozů. Jejich lokalizace, a tím i lokalizace vzorků, nejsou v práci uvedeny. Bosák (1978) popsal ještě podrobněji oba profily a shrnul výsledky detailního studia diagenese sedimentů.

V roce 2012 byla v Olomučanech provedena rekonoskace výchozů jury v rámci geologického mapování listu 24-411 Jedovnice. Výchozy, včetně klasické lokality „lom Hrubých“, byly značně zasucené, zarostlé a nekompletní s ohledem na celý vrstevní sled. Zásadní přínos mělo dohledání vrtného jádra vrtu Olomučany O1, léta považovaného za nezvěstné.

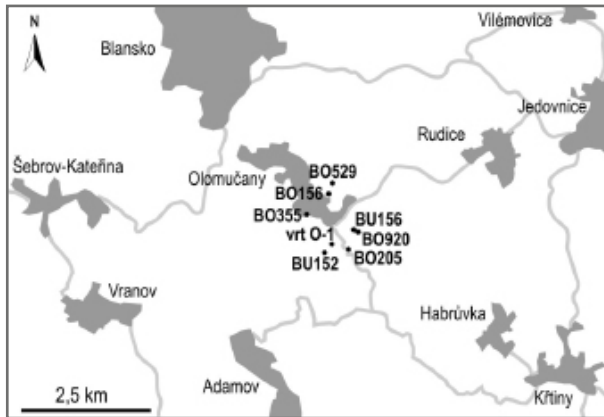
Materiál a metodika

Nový stratigrafický výzkum se soustředil na výchoz v rokli potoka „Žlíbek“ (dokumentační bod – dále d. b. BO156) a vrtné jádro z vrtu Olomučany O1 (d. b. BU155), které je uloženo v skladu vrtné dokumentace Geofondu v Kamenné u Příbrami. Pro doplnění celkového obrazu sedimentace byly studovány i další lokality (tab. 1, obr. 1).

Tab. 1: GPS souřadnice studovaných lokalit.

Tab. 1: GPS coordinates of studied localities.

dokumentační bod	N	E
BO156	49° 19' 45,7"	16° 40' 34,8"
BO205	49° 19' 11,3"	16° 41' 1,1"
BO355	49° 19' 34,1"	16° 40' 28,0"
BO529	49° 19' 54,9"	16° 40' 38,5"
BO920	49° 19' 23,2"	16° 41' 15,2"
BU152	49° 19' 8,7"	16° 40' 46,4"
BU155 (vrt O1)	49° 19' 15,1"	16° 40' 47,2"
BU156	49° 19' 23,9"	16° 41' 12,0"



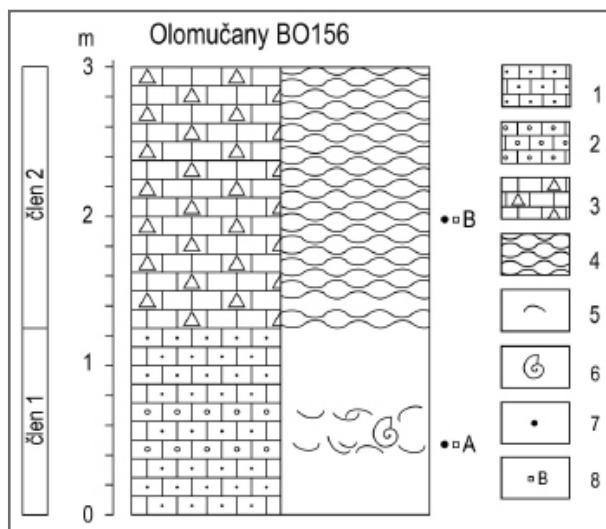
Obr. 1: Schematická mapa se situací lokalit (dokumentačních bodů).

Fig. 1: Schematic map with situation of studied localities.

Petrografické a mikropaleontologické vzorky byly odebrány přibližně po dvou metrech. V brusírně ČGS byly zhotoveny výbrusy. Pro získání mikrofosilií byly vápnité horniny rozpouštěny v 80% kyselině octové metodou popsanou Lirerem (2000). Kvantitativní analýza byla provedena na základě počítání mikrofosilií ve výbrusech (minimálně 300 jedinců). Výbrusy, makropaleontologický i mikropaleontologický materiál je uchován v rámci hmotné dokumentace ČGS v Brně.

1. Biodetritické vápence s příměsí valounů

Nejstarším známým vrstevním členem jury v Olomučanech jsou biodetritické vápence. Nově byly dokumentovány pouze v rokli potoka Žlíbek (dokumentační bod

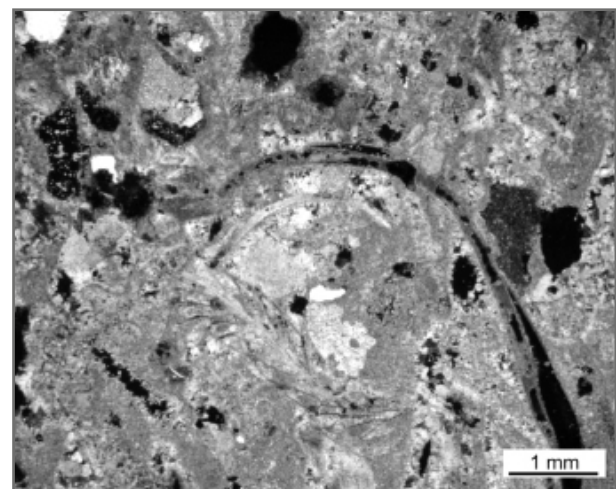


Obr. 2: Litologie (levý sloupec) a sedimentologie (pravý sloupec) bazálních sedimentů jury v „Žlíbku“ v Olomučanech, d. b. BO156. 1 – biodetritický vápenc, 2 – biodetritický vápenc s příměsí valounů, 3 – spongolitový vápenc až vápnitý spongolit, 4 – hlíznatá textura, 5 – mlži, 6 – amoniti, 7 – vzorek mikro, 8 – výbrus. Fig. 2: Lithology (left column) and sedimentology (right column) of the basal sediments of the Jurassic in Olomučany „Žlíbek“, point BO156. 1 – biodetritic limestone, 2 – biodetritic limestone with pebble admixture, 3 – spongolitic limestone to calcareous spongolite, 4 – nodular texture, 5 – bivalves, 6 – ammonites, 7 – sample micro, 8 – thin section.

BO156, obr. 2). Jejich odkrytá neúplná mocnost je zde jen 115 cm, jinde však může dosahovat až 12 m (Bosák 1978). Větší mocnost je vázána na lokální deprese, zatímco jinde tyto vápence chybí, např. ve vrtu O1. Uhlig (1881) označil vápence jako „nejvyšší dogger“, Bosák (1978) je popisuje jako „bazální klastika“. Biodetritické vápence v oblasti Žlíbku nasedají nejspíše na zvrásněné devonské vápence. Nadloží jsou deskovité až hlíznaté spongolitické vápence až vápnité spongolity.

Hornina z lokality Žlíbek (d. b. BO156) je světle hnědošedý až béžový hrubozrnný biodetritický vápenc s písčitou a psefitickou příměsí. Psefitická frakce je tvořena oválním až subangulárním křemenem, subangulárními klasty navětralého granodioritu, hnědošedého kaolinizovaného aplitu, šedo zeleného metaryolitu z metabazitové zóny a zelenošedého střednozrnného pískovce s kaolinickým tmelem. Psefitická příměs bývá koncentrována při bázi 20 až 30 cm mocných lavic s náznakem gradace. Psamitická příměs tvoří místy až okolo 10% horniny. Vedle křemene a živce je zastoupena pestrá asociace průsvitných těžkých minerálů (granát, turmalín, rutil, zirkon atd.) a zvláště hojně opakní minerály (magnetit). Charakteristickým znakem biodetritických vápenců jsou četné kaverny, někdy částečně vyplněné jílovito-limonitovou hmotou nebo mikrokrytalickým drúzovým kalcitem. Časté jsou i nevyplněné schránky amonitů a artikulovaných mlžů, popřípadě částečně vyplněné (libely). Schránky měkkýšů jsou někdy zcela vyloužené (jádra), jiné v bezprostředním sousedství jen více či méně rekrystalované.

Ve výbrusu je patrné, že bioklasty tvoří až 50 mod. % horniny. Jsou to především kosterní elementy ostnokožců (krinoidů), mechovky a méně hojně úlomky mlžů (obr. 3). Litické klasty jsou zastoupeny okolo 5 mod. %, v lokálních shlucích až 20 mod. %. Převládají zaoblené i poloostrohranné klasty okolo 0,3 mm převážně monokrytalického křemene. Dále byly pozorovány polozaoblené klasty draselných živců a ojediněle i lupínky biotitu. Největší klasty



Obr. 3: Mikrofotografie biodetritického vápence s mechovkami, destičkami krinoidů a rourkou serpulida; Olomučany, d. b. BO156, vzorek A; zkřížené nikoly.

Fig. 3: Photomicrograph of biodetritic limestone with bryozoans, crinoids and serpulid tube; Olomučany, d. b. BO156, sample A; polarized light.

tvorí až 2,5 mm velké dobře opracované úlomky granitoidů a křemenných pískovců. Základní hmota vápence má korozivní charakter, tvoří ji mikrit místy rekrystalizovaný na sparit.

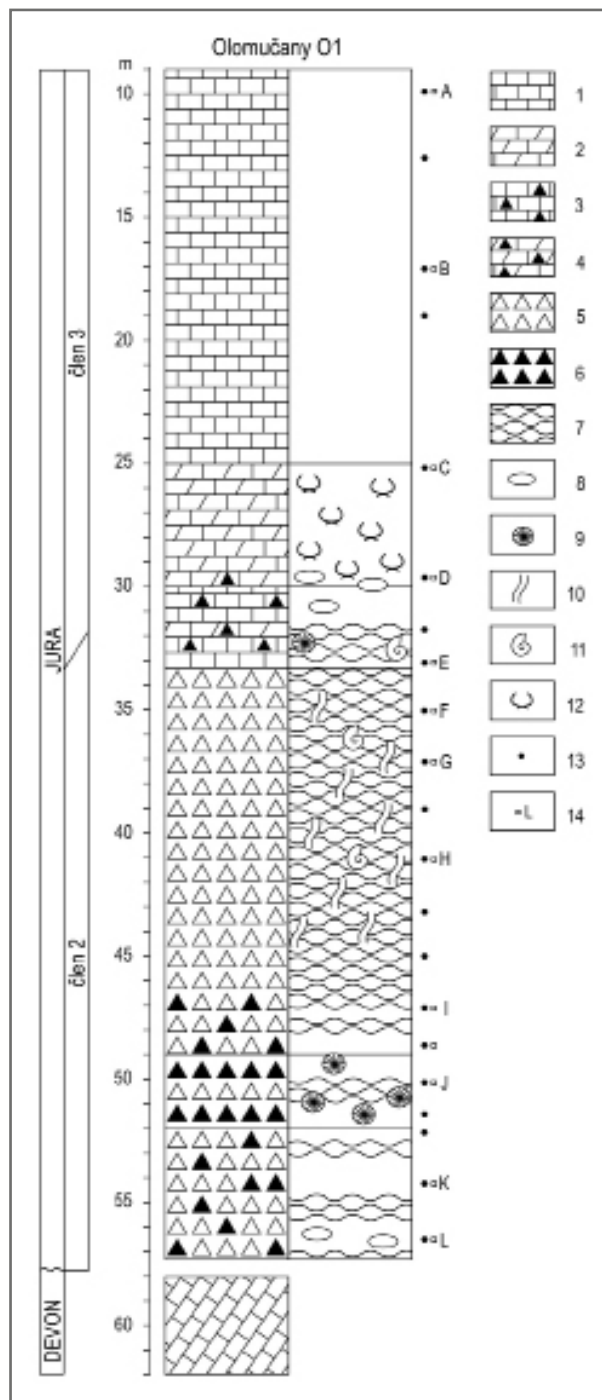
Detritické vápence obsahují bohatou makrofaunu. Velmi hojní jsou mlži: *Pteroperna* sp., *Trigonia* spp., *Modiolus* sp., *Lima duplicata* Sow., *Limatula* sp., *Plagiostoma* sp., *Pecten* sp., *Grammatodon* sp. a *Lopha* sp. Ostnokožci jsou zastoupeni převážně disartikulovanými zbytky lilijic, méně ježovkami. Mechovky jsou zastoupeny drobnými větvevnými i povlékavými typy přisedlými na mlžích. Méně často se vyskytují plži, solitérní koráli, amoniti a zuby žraloků a plazů (ichtyosaurů?). Masivní části misek mlžů bývají navrtány vrtavými organismy (vrtby *Gastrochaenolites* isp., *Entobia* isp.). Mikrofauna je zastoupena bentickými foraminiferami *Spirillina concava* (Terq.), *S. kuebleri* Mjatl., *S. andreae* Biel., *Ramulina* cf. *aptiensis* Bart. et Br., *Bullopore*? sp., *Epistomina* sp. aj. Foraminiferovou mikrofaunu doprovázejí hojné jehlice silicispongií, vzácněji sklerity sumýšů a ostrakodi. Stratigrafické zařazení do svrchního callovianu se opírá o historické nálezy amonitů *Quenstedticeras lamberti* Sow. reprezentované „vícerými snadno poznatelnými exempláři“ (Uhlig 1881).

2. Hlíznaté vápenné spongolity a vrstevnaté rohovce

Převážnou část mocnosti a zároveň většinu plochy jury u Olomučan zaujímají hlíznaté spongolity. Jsou rozšířeny mezi Baráckým potokem a Habrůveckou bučinou na ploše asi 3 km dlouhé a 1 km široké. Jejich mocnost ve vrtu O1 dosahuje 24 m (obr. 4). Maximální mocnost až 47 m uvádí Bosák (1978). Podloží hlíznatých spongolitů jsou lokálně biodetritické vápence callovianu nebo nasedají přímo na předmezozoický podklad (d. b. BO920). Nadloží spongolitů jsou mikritové vápence (viz níže). Uhlig (1881) označil hlíznaté spongolity jako „Cordatusschichten“ (kordátové vrstvy), Bosák (1978) jako křemité vápence, respektive jako deskovité vápence v bazální části.

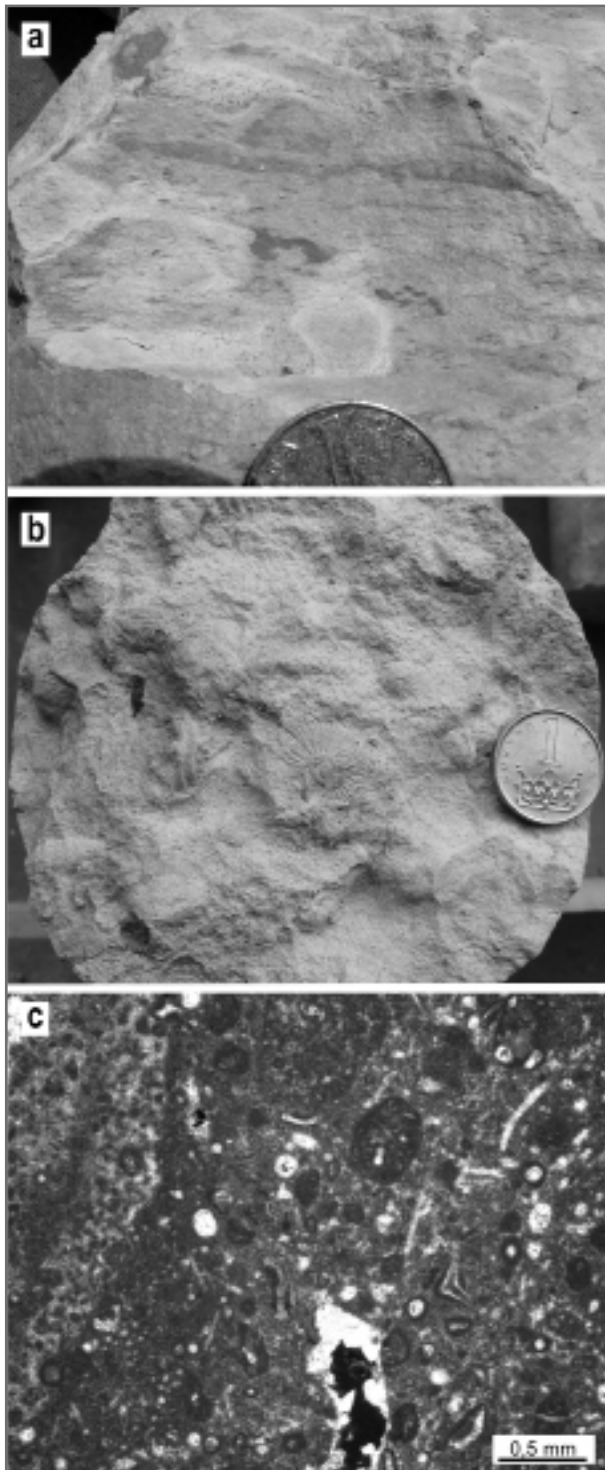
Převládající litologií jsou hlíznaté až nerovně deskovité světle šedé vápenné spongolity až spongolitové vápence s písčitou příměsí a glaukonitem. Lokálně je patrná tmavší laminace porušená bioturbací (obr. 5a). Spongolity jsou velmi porézní a na plochách lomu zrnité, čímž připomínají opuky. Ve výbrusu jsou patrné spikuly hub v množství od 5 do 35 mod. %, nahrazené chalcedonem nebo sparitem. Místy se objevuje žlutozelený glaukonit a chlorit. Základní hmota má bazální charakter, je tvořena mikritem místy zatlačovaným chalcedonem nebo dolomitom. Typickou lokalitou se spongolity je opuštěný lom Hrubých v Olomučanech (d. b. BO529).

Nejnižší polohy tohoto členu v nadloží detritických vápenců callovianu ve Žlíbku (d. b. BO156) mají povahu nerovně deskovitých písčitých vápenců s glaukonitem (deskovité vápence Bosáka 1978). Ve výbrusu je patrný masový výskyt jehlic silicispongií (okolo 30 mod. %) nahrazených chalcedonem nebo sparitovým kalcitem, ojediněle žlutozeleným glaukonitem. Glaukonit zpravidla vyplňuje osní kanálky jehlic a lze pozorovat různá stadia zatlačování původní opálové hmoty jehlic. Celkem glaukonit tvoří okolo 5 mod. % a kromě jehlic vyplňuje i póry



Obr. 4: Litologie (levý sloupec) a sedimentologie (pravý sloupec) jury ve vrtu Olomučany O1 (d. b. BU155); členy číslovány jako v textu. 1 – mikritový vápenc, 2 – dolomitický vápenc, 3 – rohovcový vápenc, 4 – dolomitický rohovcový vápenc, 5 – vápenný spongolit, 6 – rohovec, 7 – hlíznatost, 8 – křemité hlízy, 9 – křemenná geoda, 10 – bioturbace, 11 – amoniti, 12 – kostry hub, 13 – vzorek mikro, 14 – výbrus.

Fig. 4: Lithology (left column) and sedimentology (right column) of the Jurassic in the Olomučany O1 borehole (point BU155); the members numbered as in the text. 1 – micritic limestone, 2 – dolomitic limestone, 3 – cherty limestone, 4 – dolomitic cherty limestone, 5 – calcareous spongolite, 6 – chert, 7 – nodular cherty texture, 8 – chert nodules, 9 – quartz geodes, 10 – bioturbation, 11 – ammonites, 12 – sponges, 13 – sample micro, 14 – thin section.



Obr. 5: Vrt Olomučany O1; a – laminace porušena bioturbací (*Chondrites* isp.) a křemité hlízy na lomu spongolitem, (hloubka 35 m); b – vrstevní plocha hlízatého spongolitu s amonity; vrt Olomučany O1 (hloubka 41–42 m); c – mikrofotografie biopelmikritového vápence se světlými hnízdami mikrosparitu a otevřenou trhlinou s drúzovým kalcitem (vzorek A, viz obr. 4); zkřížené nikoly.

Fig. 5: Olomučany O1 borehole; a – lamination disturbed by bioturbation (*Chondrites* isp.) and siliceous nodules on the broken surface of spongolite, (35 m depth); b – bedding plane of nodular spongolite with ammonites (41–42 m depth); c – photomicrograph of biopelmicrite limestone with pale mottles of microsparite and open crack with druse calcite (sample A, see Fig. 4), polarized light.

v základní hmotě. Klastický křemen je v hornině zastoupen ostrohrannými střepy až zaoblenými zrny velikosti okolo 0,15 mm, výjimečně až 2 mm (3 mod. %). Ojedinele je přítomen chlorit (chloritizovaný biotit). Převážnou část základní hmoty tvoří mikrit zatlačovaný chalcedonem, jinde převažuje sparit. Horninu lze klasifikovat jako vápnný spongolit až spongolitový vápenc a z mikrofaciálního hlediska jako spikulit.

V údolí Josefovského potoka v. od hřbitova (d. b. BO920) tvoří bázi spongolitů pravděpodobně masivní rohovcové vápence nasedající na paleozoický podklad (nevystupují zde in situ, ale jako bloky ve svahovinách kolem výchozu amfiporových vápenců devonu). Vzácně bylo pozorováno nahromadění roster belemnitů (3 rostra v 25 cm bloku vápence). Ve výbrusu lze vápenc charakterizovat jako biomikritový, místy až mikrit-biodetritový. Základní hmotu tvoří mikrit (50–60 mod. %), který je místy jemně mikrokrystalicky silicifikovaný. Bioklasty velikosti do 1 mm jsou v hornině běžně zastoupeny okolo 30–35 mod. %, místy tvoří až podpůrnou strukturu horniny (okolo 50 mod. %). Tvoří je elementy ostnokožců (krinoidi?), kalcifikované jehlice silicispongií, juvenilní mlži a brachiopodi. Poměrně četný je monokrystalický i polykrystalický klastický křemen (okolo 3 mod. %) o průměrné velikosti okolo 0,5 mm, vzácněji až 2 mm.

Na přechodu do nadložních mikritových vápenců je vyvinuta přes 3 m mocná přechodná zóna tvořená střídáním rohovcových vápenců a dolomitizovaných vápnných spongolitů (vrt Olomučany O1). Tato poloha pravděpodobně odpovídá „vápencům s rohovci“ Bosáka (1978).

Hlíznaté spongolity jsou místy laterálně zastupovány rohovci. Charakteristicky jsou vyvinuty v j. části jurského reliktu u Olomučan, např. ve vrtu Olomučany O1 (49–57 m) a u olomučanského hřbitova (d. b. BO205, BU156). Jejich maximální mocnost byla zjištěna ve zmíněném vrtu (kolem 8 m). Rohovce jsou šedohnědé, laminované a páskované. Tvoří lavice 7 až 30 cm mocné, vkládající se do převažujících světle žlutošedých nebo rezavě zbarvených silně rekrystalovaných zrnitých slabě vápnných a nevápnných spongolitů s nejasně hlíznatou stavbou, popřípadě šedých rohovcových vápenců. Rohovce uzavírají poměrně často křemenné geody několik centimetrů v průměru s tenkým lemem chalcedonu na okraji a s drúzovým křemenem uvnitř. Vrstevnaté páskované rohovce obvykle neobsahují zbytky makrofauny ani identifikovatelnou mikrofaunu. Vápnné spongolity střídající se s lavicemi rohovců obsahují masově jehlice hub nahrazené sparitovým kalcitem nebo chalcedonem.

Hlíznaté spongolity obsahují místy bohatou makrofaunu. Velmi hojní jsou amoniti (obr. 5b), doprovázení další faunou: belemnity, mlži, plži, terebratulidními ramenonožci, nepravidelnými ježovkami aj. Společstva mikrofauny se vyznačují masovým výskytem jehlic silicispongií. Foraminifery jsou zastoupeny planktonem i bentosem, přičemž plankton (*Globuligerina?* sp.) místy převažuje. Z bentosních druhů foraminifer byly zaznamenány *Ophthalmidium* spp., *Lenticulina* spp., *Epistomina* spp., *Glomospira variabilis* (Kueb. et Zw.), *Spirillina kuebleri* Mjatluk, *Paalzowella fefeli seiboldi* Lutze aj. Uhlig (1881)

zařadil spongolity na základě amonitů k zóně *Cardioceras cordatum* (spodní oxford).

3. Mikritové vápence se silicispongiemi

Nejvyšším členem jurského vrstevního sledu v Olomučanech jsou mikritové vápence. Vyskytují se v j. a z. části jurského reliktu. Ve vrtu Olomučany O1 byly zastíženy v hloubkovém intervalu 9 až 30 m, což zároveň vymezuje jejich maximální zjištěnou mocnost 21 m (obr. 4). Podložím jsou hlízkaté spongolity, respektive rohovcové vápence v jejich nejvyšší části. Horní hranice je erozní a na vápence diskordantně nasedají křídové rudické vrstvy. Vápencový člen odpovídá jednoznačně „Transversariusschichten“ Uhliga (1881).

Spodních 5 m vápencového členu ve vrtu Olomučany O1 tvoří žlutavé dolomitické vápence až vápnité dolomity s hojnými fragmenty i celými kostrami silicispongií. Tato poloha představuje spongiovou biostromu. Obdobná biostroma je odkryta v rokli na j. okraji Olomučan (d. b. BO355). Nejspíše odpovídá „dolomitickým vápencům“ Bosáka (1978). Ve výbrusu (d. b. BU155D) je patrná rozsáhlá dolomitizace. Drobné klence dolomitu v hornině výrazně dominují a zatlačují spartimikritovou základní hmotu. V dolomitizaci nepostižených enklávách tvoří mikrofosílie až 35 mod. % v mikritové základní hmotě. Převažují kalcifikované jehlice silicispongií nad ostrakody, úlomky mlžů, foraminiferami a elementy ostnokožců. Velmi vzácně byly pozorovány poloostrohanné klasty křemene o velikosti okolo 0,1 mm a žlutozelená oválná zrna glaukonitu.

Převažujícím horninovým typem vápencového členu jsou světle šedé a hnědošedé celistvé vápence porušené častými drobnými otevřenými trhlinami až kavernami. Typicky jsou vyvinuty v intervalu 9–25 m vrtu O1 (obr. 4) a jako povrchový referenční výchoz může sloužit zářez lesní cesty j. od Olomučan (d. b. BU152).

Ve výbrusu (d. b. BU155A) lze vápence charakterizovat jako střídání nepravidelných lamin a čoček biomikritu, pelbiomikritu a intramikrospartu. Z karbonátových částic byly pozorovány „mud peloids“, peloidy, biomikritové intraklasty, cortoidy (spartizované jehlice spongií s mikritovými obálkami) a bioklasty (kalcifikované jehlice hub do 20 mod. %, ostrakody, foraminifery a úlomky mlžů). Četné trhliny a kaverny jsou částečně vyplněny hrubě krystalickým kalcitem (obr. 5c).

Fosilní záznam vápencového členu tvoří z velké části celé kostry silicispongií, o kterých se zmiňuje již Uhlig (1881). Na silicispongiích bývá přisedlá epifauna serpulidů a drobných mlžů. Nehojně se vyskytují i amoniti, mlži, pleurotomariidní plži, terebratulidní ramenonožci, ojedinele krabi a další fauna. Bohatá mikrofauna je, vedle jehlic silicispongií, zastoupena hojnými foraminiferami, ostrakody, elementy ježovek a lilijic a sklerity sumýšů. Foraminifery jsou zastoupeny bentosem i hojným planktonem (*Globuligerina?* sp.). Z bentických druhů převažují spirillinidi *Spirillina kuebleri* Mjatl., *S. andreae* Biel., *S. cf. gracilis* Terq., *Miliospirella* sp. Dále byly zjištěny aglutinované druhy *Tolypamma* sp., „*Textularia*“ *jurassica* Guemb., *Glomospira variabilis* (Kueb. et Zw.), *Recurvoides universus*

Haeusl., *Haplophragmoides* sp. Méně častí jsou zástupci rodu *Paalzowella*: *P. feifeli seiboldi* Lutze a *P. scalariformis* (Paalz.).

Uhlig (1881) na základě amonitové fauny zařadil vápence do zóny *Gregoryceras transversarium* (střední oxford).

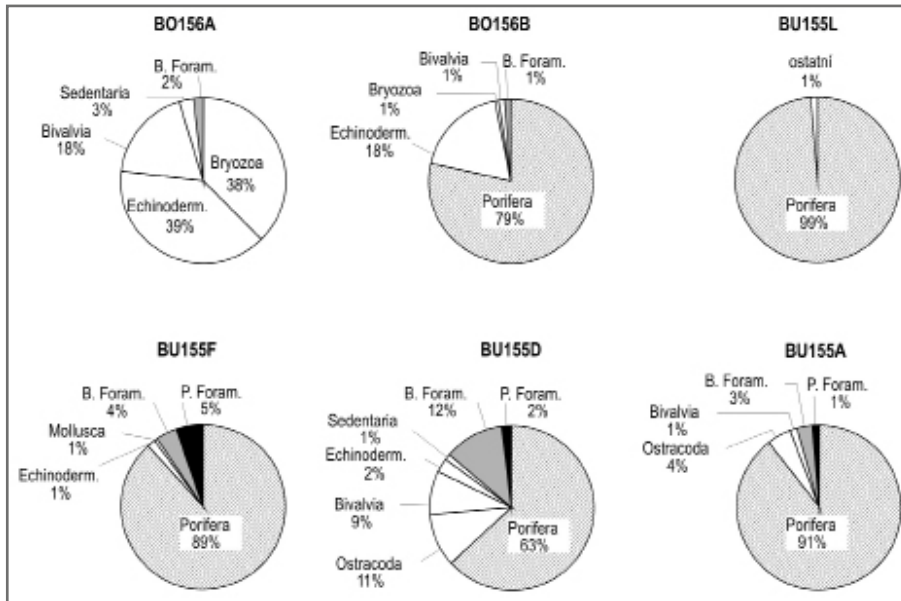
Diskuze

Výsledky stratigrafického výzkumu olomučanské jury, opřené především o reprezentativní profil vrtu Olomučany O1, dovolily zpřesnit představu o vrstevním sledu a o členění jurských sedimentů pro potřeby geologického mapování. Tyto výsledky potvrzují pozoruhodnou preciznost pozorování i interpretací Uhliga (1881). Uhlig členil juru v Olomučanech a okolí do čtyř stratigrafických členů: „oberster Dogger, Cordatusschichten, Transversariusschichten a Ruditzer Schichten“. První tři z uvedených členů lze na základě nových pozorování považovat za samostatné, svébytné a dobře odlišitelné členy jury. Rudické vrstvy Uhlig zařadil do jury na základě redeponované amonitové fauny zóny *Epipeltoceras bimammatum*. Rudické vrstvy dnes řadíme bezesoušlosti do křídý. Uhligova nejmladší amonitová fauna z rudických vrstev nicméně představuje velmi důležitý doklad o zmizelé části vrstevního sledu stáří svrchního oxfordu – nejspíše charakteru rohovcových vápenců.

Pozdější výzkumy Bosáka (Hanzlíková – Bosák 1977, Bosák 1978) nezahrnuly vápencový člen, resp. jen jeho dolomitizované bazální polohy. U oxfordské části profilu uvádějí Hanzlíková – Bosák (1977, obr. 1) rozsah amonitových zón odlišný od dřívější interpretace Uhliga, přičemž není uvedeno, o co se reinterpretační opírá. Je jasné, že po 130 letech uplynulých od publikace Uhligovy studie je nezbytné provést revizi amonitové fauny, která má zásadní biostratigrafický potenciál pro detailní stratigrafické zařazení sedimentů. Pozornost si zasluhují i další fosilní skupiny jako např. mlži, kteří dominují v bentickém společenstvu makrofauny v biodetritických vápencích callovianu. Zajímavý je např. relativně hojný výskyt *Pteroperna* sp. pozorovaný dříve v biodetritických písčících vápencích spodního členu jury na Hádech u Brna (Bubík – Baldík 2011). Zatím není jasné, zda tento druh má biostratigrafickou hodnotu a dovolí korelovat spodní člen na Hádech s biodetritickými vápenci u Olomučan. Je samozřejmě možné, že tento mlž má širší stratigrafický rozsah a jeho výskyt je spíše faciálně závislý.

Jurské sedimenty v okolí Olomučan zatím nemají formální litostratigrafické pojmenování na úrovni souvrství. Ačkoli určitá představa o členění olomučanské jury do souvrství a členů existuje už od dob Uhliga (1881), domníváme se, že bude vhodné provést nejprve detailní amonitovou biostratigrafii. Ta by mohla odhalit hiáty ve vrstevním sledu, které by pak byly i přirozenými hranicemi souvrství/členů.

Předběžné výsledky studia foraminifer zatím nepřinášejí spolehlivou biostratigrafii jury. Stratigrafické rozsahy bentosních foraminifer se mohou značně regionálně lišit v závislosti na prostředí a geografických bariérách. Rovněž zde je další pokrok závislý na amonitové biostratigrafii, kte-



Obr. 6: Kvantitativní zastoupení jednotlivých fosilních skupin ve výbrusech hornin z lokality „Žlíbek“ (viz obr. 2) a vrtu O1 (viz obr. 4), Olomučany.

Fig. 6: Quantitative distribution of single fossil groups in the thin sections of rocks from the „Žlíbek“ section (see fig. 2) and the O1 Borehole (see Fig. 4), Olomučany.

rou bude možno využít pro kalibraci rozsahů foraminifer. Předběžné výsledky nicméně dovolují poměrně spolehlivě odlišit tři výše vymezené členy vrstevního sledu na základě společenstva foraminifer. Biodetritické vápence se vyznačují společenstvem spirillinidů a od mladších členů jury se liší přítomností charakteristických úlomků *Ramulina* cf. *aptiensis* Bart. et Br. Vápnité spongolity oxfordu se vyznačují vedle běžných spirillinidů hojnými zástupci rodů *Ophthalmidium* a *Lenticulina* a rovněž hojným zastoupením až převahou planktonu (*Globuligerina*?). Mikritové vápence oxfordu obsahují nejbohatší společenstvo, ve kterém se vedle spirillinidů vyskytuje řada aglutinovaných druhů a přetrvává hojný plankton.

Kvantitativní zhodnocení mikrofauny ve výbrusech a reziduiích z acetolýzy (obr. 6) přineslo důležitý metodologický poznatek. Ačkoli ve výbrusu biodetritického vápence (d. b. BO156A) nebyly pozorovány spikuly spongií, v reziduu z acetolýzy jehlice představovaly dominantní složku tafocenózy. Ukázalo se, že určité drobné typy kalcifikovaných jehlic nejsou ve výbrusu pozorovatelné. Ve všech výbrusech z oxfordských spongolitů a vápenců naopak masivní jehlice spongií výrazně dominují. Rovněž se prokázalo, že ve výbrusu hojně schránky foraminifer *Ophthalmidium* prakticky chybí v reziduu z acetolýzy (d. b. BU155F). Je to způsobeno malou odolností makrogranulární kalcitové stěny schránky vůči rozpouštění a tento jev byl pozorován již dříve u vzorku z Hád u Brna.

Kvantitativní analýza mikrofauny ve výbrusech doplňuje určitou představu o paleoprostředí, které pro jednotlivé členy olomučanské jury může být charakterizováno následovně.

Biodetritické vápence callovianu se usadily v dosahu bouřkového vlnění, pravděpodobně v příbřeží. Svědčí

jury je patrně predisponován masovým nahromaděním jehlic hub, které jsou primárním zdrojem silicifikace.

Mikritové vápence se usazovaly v klidných vodách hlubšího sublitorálu, dovolujících rozvoj spongiových biostrom. O relativně otevřeném moři svědčí hojný planktonické foraminifery.

Závěr

Během geologického mapování 1 : 25 000 na listu 24-411 Jedovnice byly v Olomučanech rozlišeny v rámci reliktu jurských sedimentů čtyři mapovatelné položky, které patří třem samostatným vrstevním členům (bez formálního litostratigrafického jména): 1. biodetritické vápence callovianu, 2. vápnité spongolity a vrstevnaté rohovce oxfordu, 3. mikritové vápence oxfordu.

Kvantitativní mikropaleontologická analýza výbrusů nepotvrdila uzavřený transgresně regresní cyklus (viz Hanzlíková – Bosák 1977), ale ukazuje spíše na generelní trend prohlubování v rozsahu příbřeží až hlubší sublitorál. Značná část vrstevního sledu (svrchní oxford) podlela denudaci včetně eventuálních regresních facií.

Dalším nezbytným krokem musí být moderní revize amonitové fauny, která je předpokladem dalšího zpřesnění stratigrafie jury Českého masivu.

Poděkování

Autoři děkují Martinovi Košťákovu a Kataríně Holcové za kritické pročtení rukopisu. Stratigrafický a petrografický výzkum jury v Olomučanech byl proveden v rámci projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnské aglomerace v měřítku 1 : 25 000).

o tom příměs valounů a dominující biodetrit ostnokožců a mechovek. Horizonty s nahromaděním velkých klastů a měkkých lze považovat za tempestity.

Hlíznaté spongolity oxfordu se ukládaly v sublitorálu relativně otevřeného moře. O značné vzdálenosti březní zóny svědčí hojná amonitová fauna i mikroplankton (planktonické foraminifery převažují nad bentickými) a omezený přínos klastů. Prokysličené vody u dna indikuje běžný bentos (mlži a plži) včetně hrabavé infauny (nepravidelné ježovky). Vrstevnaté rohovce jsou pravděpodobně produktem pokročilejší diagenézy (silicifikace) než spongolity. Jejich výskyt ve vrstevním sledu

Literatura

- Beyrich, H. E. (1844): Über die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. – B. Karsten's Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde, 18, 3–86.
- Bosák, P. (1978): Rudická plošina v Moravském krasu – část III. Petrografie a diagenese karbonátů a silicítů jurského reliktu u Olomučan. – Časopis Moravského muzea, Vědy přírodní, 63, 7–28.
- Bubík, M. – Baldík, V. (2011): Předběžné výsledky stratigrafického výzkumu jury na Hádech u Brna. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 18, 2, 74–78.
- Hanzlíková, E. – Bosák, P. (1977): Microfossils and microfacies of the Jurassic relict near Olomučany (Blansko district). – Věstník Ústředního ústavu geologického, 52, č. 2, 73–79.
- Chlupáč, I. – Chromý, S. – Dvořák, J. – Havlíček, V. – Pták, J. – Slezák, L. – Zukalová, V. (1961): Závěrečná zpráva o základním výzkumu devonu a spodního karbonu Moravského krasu. – MS, Ústřední ústav geologický, Praha, 140 str., 29 příl.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha, 436 str.
- Lirer, F. (2000): A new technique for retrieving calcareous microfossils from lithified lime deposits. – Micropaleontology, 46, 4, 365–369.
- Reuss, E. A. (1854): Beiträge zur geognostischen Kenntniss Mährens. – Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 5, 4, 657–765.
- Uhlig, V. (1881): Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn. – Beiträge zur Paläontologie Österreichs-Ungarns und des Orients, 111–182.

ULTRABAZICKÉ HORNINY TĚŠINITOVÉ ASOCIACE V ZÁPADNÍ ČÁSTI SLEZSKÉ JEDNOTKY

Ultrabasic rocks of the teschenite association in the western part of the Silesian Unit

David Buriánek¹, Kamil Kropáč², Zdeněk Dolníček²

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno; e-mail: david.burianek@geology.cz

² Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

(25-12 Hranice, 25-21 Nový Jičín)

Key words: Silesian Unit, ultrabasic rocks, teschenite association, mineralogy, petrology, thermometry

Abstract

The teschenite association occurring in southwest part of the Silesian Unit (Carpathian Flysch Belt) consists of several types of predominantly alkaline basic to ultrabasic intrusive and extrusive igneous rocks. Ultrabasic rocks such as peridotites and picrites represent geochemically relatively primitive melt. Primary magmatic mineral assemblages of ultrabasic rocks are characterized by a large amount of olivine (Fo 81–86 mol. %), clinopyroxene (predominantly diopside: $X_{Mg} = 0.65–0.85$, Na = 0.02–0.04 apfu; aegirine-augite sometimes forms small rims around diopside: $X_{Mg} = 0.00–0.14$, Na = 0.40–0.98 apfu) and rare chrome spinel to chromite with Cr/(Cr+Al) values 0.55–0.62 in peridotite or 0.26–0.69 in picrites. Olivine, clinopyroxenes or spinelides in these rocks appear as suitable for calculation of PT conditions. The temperatures obtained using the olivine-clinopyroxene thermobarometry (1 294–1 322 °C; 8–11 kbar) are consistent with the appearance of these two minerals in the crystallization sequence of peridotite. However, the temperatures calculated for spinelide inclusions in olivine are ~ 500 °C lower than the experimentally derived liquidus for ultrabasic melt. This difference can be explained by subsolidus re-equilibration during cooling. Younger mineral assemblage in peridotite consists of phlogopite, pargasite, and magnetite.

Úvod

Horniny těšinitové asociace tvoří většinou plošně malé výskyty situované především ve svrchní části hradištského souvrství slezské jednotky, které sedimentovalo ve valanginu až aptu (Eliáš et al. 2003). Na základě radio-metrického datování bylo určeno stáří vyvřelých hornin na 138–120 Ma (Grabowski et al. 2006, Lucińska – Anckiewicz et al. 2002).

Podle chemického a izotopického složení bylo magma generováno parciálním tavením plášťového zdroje bohatého granátem v hloubkách 60–80 km a následně prošlo frakční krystalizací (Narebski 1990, Dostal – Owen 1998). Vznik hornin těšinitové asociace bývá spojován s časnými stádii riftingu (Narebski 1990, Kudělášková et al. 1993). Zmíněný rifting se však již dále nerozvíjel a nebyl následován oceanizací kůry a rozšiřováním oceánského dna („spreadingem“; Nemčok et al. 2001).

Chemické složení hornin je velmi variabilní a dominují zde alkalické bazické až ultrabazické vyvřeliny. Tato diverzifikace bývá vysvětlována frakční krystalizací a asimilací (Hovorka – Spišiak 1988, Narebski 1990, Dostal – Owen 1998, Spišiak – Hovorka 1997). Z tohoto hlediska představují ultrabazické horniny materiál, který je těmito procesy ovlivněn nejméně. Proto byly pro studium podmínek krystalizace zvoleny vzorky pikritů z Choryně (DH69), Hodslavic (DH3011), Hončovy hůrky (Pikr-6) a také vzorek peridotitu z lokality Perná (DH2511). Cílem je zjistit, jaké procesy ovlivnily utváření minerální asociace těchto ultrabazických hornin během krystalizace a v podmínkách subsolidu.

Materiál a metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca Camebax SX-100, Ústav geologic-

kých věd PřF MU, Brno (operátor: Š. Benedová). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 20 nA, načítací čas 20 sekund. Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace (Leake et al. 1997) a trojmocné železo bylo počítáno metodou 13eCNK (Schumacher 1996). Pyroxeny (tab. 1) klasifikované podle Morimota et al. (1988) jsou počítány na 6 kyslíků a trojmocné železo je přepočteno podle Droopa (1987). Spinelidy (tab. 2) byly přepočteny na 4 O, Fe²⁺ a Fe³⁺ bylo rozpočteno na základě tří kationtů ve vzorci a normalizovány na 1 kationt v pozici A. Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983).

Geologická pozice vulkanitů

Pikrity tvoří podmořské výlevy, vulkanoklastika (pyroklastické usazeniny a vulkanoklastické sedimenty) a často také žíly o mocnosti do několika metrů. Jeden z nejlépe odkrytých podmořských výlevů vystupuje v lomu na Hončově hůrce u Skotnice (vzorek: Pikr-6). Nacházejí se zde polštářové lávy a mezi nimi zachované drobné kapsy s karbonáty nebo kontaktně metamorfovanými sedimenty. Okraje lávových polštářů jsou prudce zchlazené a původní sklovitá hornina je výrazně postižena sekundárními přeměnami. Ve středech polštářů však nacházíme poměrně dobře zachovalé pikrity, někdy s vyrostlicemi olivínu. Podobné podmořské výlevy jsou také odkryty u Hodslavic (na okraji bývalé železniční trati, vzorek: DH3011). Zde jsou navíc v polštářových lávách lokálně poměrně hojné drobné varioly. Na lokalitě Choryně pikrity obsahují xenolity kontaktně metamorfovaného silicitu (95 až 99 mod. % tvoří drobně zrnitý křemen a zbytek chlority, oxidy a oxo-hydroxidy železa) a kontaktních rohovců (vzorek: DH69).

Tab. 1: Reprezentativní chemické složení pyroxenů.
Tab. 1: Representative chemical composition of pyroxenes.

Vzorek	DH69_33	DH69_55	DH69_64	DH69_63	Pikr-6	DH3011	DH2511	DH2511	DH2511
SiO ₂	45,78	45,54	46,45	49,83	46,04	45,26	40,22	44,06	50,33
TiO ₂	2,75	2,76	2,10	1,12	3,27	3,09	6,18	4,13	1,48
Al ₂ O ₃	6,61	6,67	5,87	0,31	6,63	8,27	11,63	9,05	4,18
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02	0,36	0,90
FeOt	7,42	8,06	6,83	24,47	8,64	11,37	8,09	6,31	4,68
MnO	0,12	0,15	0,17	1,40	0,14	0,19	0,12	0,07	0,02
MgO	13,20	12,57	13,26	2,25	12,04	11,93	9,92	12,17	15,01
CaO	23,97	23,83	24,07	13,70	22,94	20,23	22,91	23,19	23,56
Na ₂ O	0,33	0,41	0,37	5,24	0,51	0,43	0,52	0,45	0,31
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,03	0,03	0,00
Celkem	100,21	100,02	99,13	98,35	100,26	100,81	99,63	99,83	100,47
Si	1,696	1,695	1,735	1,975	1,718	1,687	1,520	1,641	1,843
^{IV} Al	0,289	0,293	0,258	0,015	0,282	0,313	0,480	0,359	0,157
^{VI} Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,050	0,038	0,039	0,023
Ti	0,077	0,077	0,059	0,033	0,092	0,087	0,176	0,116	0,041
Fe ³⁺	0,189	0,192	0,181	0,369	0,129	0,121	0,129	0,112	0,048
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,011	0,026
Fe ²⁺	0,040	0,059	0,033	0,442	0,141	0,234	0,126	0,085	0,095
Mg	0,729	0,698	0,738	0,133	0,669	0,663	0,559	0,676	0,819
Mn	0,004	0,005	0,005	0,047	0,004	0,006	0,004	0,002	0,001
Ca	0,951	0,950	0,963	0,582	0,917	0,808	0,927	0,926	0,924
Na	0,024	0,030	0,027	0,402	0,037	0,031	0,038	0,033	0,022
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000
ΣKat.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	49	49	49	29	48	43	52	50	48
En	38	36	38	7	35	36	31	37	43
Fs	12	13	11	43	14	19	15	11	8
Ae	1	2	1	20	2	2	2	2	1

Peridotit na lokalitě Perná vystupuje pouze v podobě drobných úlomků na louce. Přesná pozice a tvar tělesa nejsou známy (vzorek: DH2511). Úlomky se vyskytují na ploše asi 50 m². Může se tedy jednat o drobné těleso nebo několik xenolitů vynesených vulkanity k povrchu.

Petrografická charakteristika Pikrity

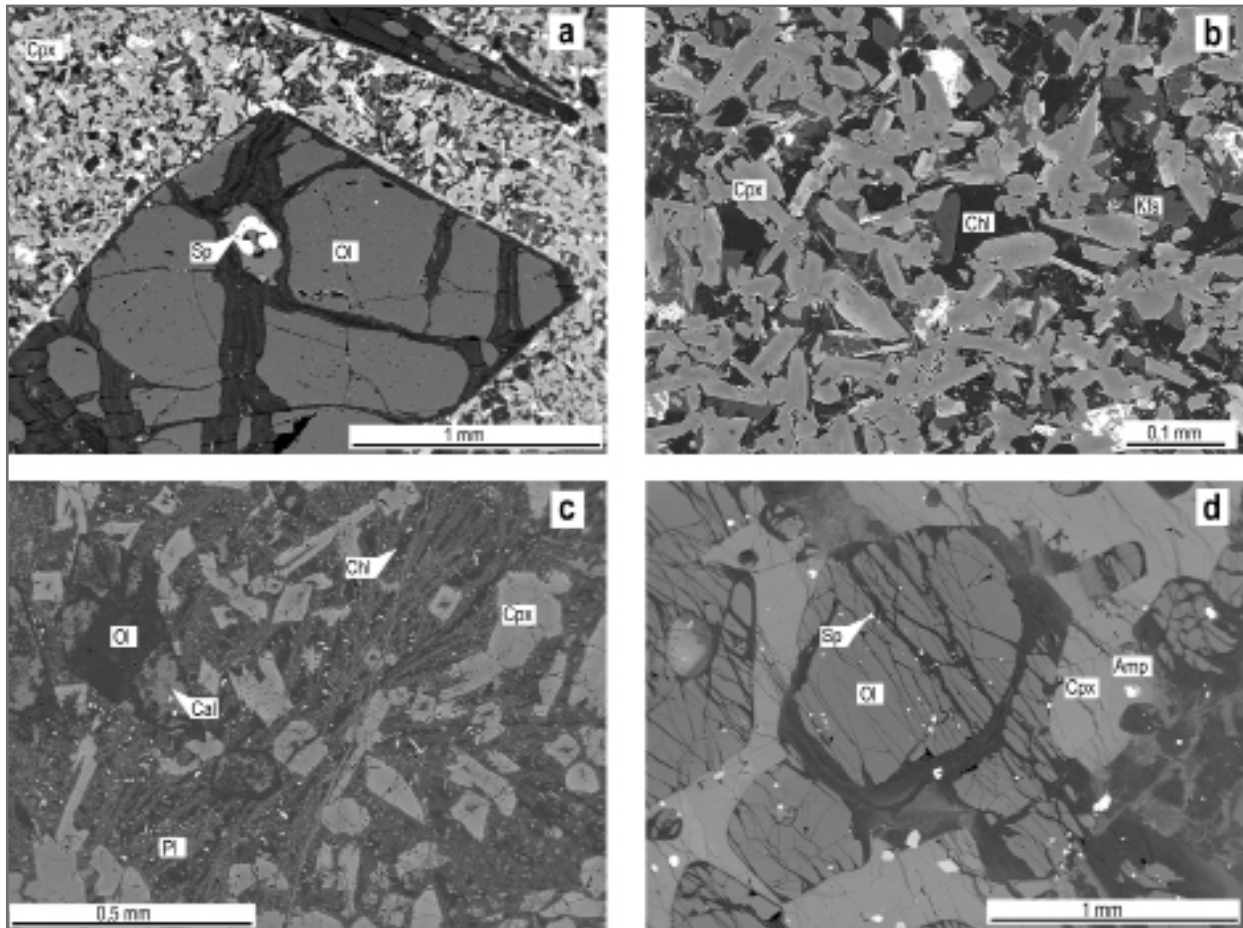
Pikrit je drobně až středně zrnitá ultrabazická výlepná hornina, která je tvořena hlavně olivínem (obr. 1a). Dále je zastoupen v proměnlivém množství klinopyroxen, amfibol a biotit. V podružném a akcesorickém množství se vyskytuje plagioklas, ilmenit, magnetit, apatit, vzácně analcim a perowskit (D. Matýsek pers. comm.). Olivín a někdy také klinopyroxen nebo amfibol tvoří automorfní vyrostlice v jemnozrnné až afanitické základní hmotě, která je tvořena sekundárními minerály (obr. 1b). Sekundární xenomorfní až hypautomorfní živce jsou vzácné a svým chemickým složením odpovídají albitu (Ab₁₀₀) nebo ortoklasu (Ab₀). Ve vzorku z Hodsla-

vic (DH3011) byly v základní hmotě nalezeny až 5 mm velké varioly, které obsahují drobné kostrovité krystaly („swallow-tail“, obr. 1c) oligoklasu až andezínu (Ab₂₉₋₃₈). Základní hmota byla původně patrně sklovitá, avšak dnes je z velké části tvořena drobnými lupínky Mg-chloritu srůstajícími s dalšími sekundárními minerály (minerály serpentínové skupiny, kalcitem a již zmíněnými živci). Některé vzorky obsahují drobné mandle (kolem 5 mm) vyplněné vrstvičkami kalcitu a chloritu. Automorfní až oválné vyrostlice olivínu bývají často nahrazeny minerály serpentínové skupiny, chlority (často ve směsi se smektitem, D. Matýsek pers. comm.), karbonátem a blíže neidentifikovanou směsí oxidů a hydroxidů Fe a Ti. Část olivínu se zachovala jen ve vzorku Pikr-6. Tento olivín má poměrně homogenní

složení (Fo ~ 86 mol. %). Automorfní až hypautomorfní vyrostlice pyroxenu mají oscilační zonálnost. Většinou

Tab. 2: Reprezentativní chemické složení spinelidů.
Tab. 2: Representative chemical composition of spinelides.

Vzorek	DH69	DH69	DH69	DH2511	DH2511	DH2511	Pikr-6	Pikr-6	DH3011
SiO ₂	0,25	0,12	0,09	0,06	0,07	0,08	0,16	0,14	0,13
TiO ₂	6,03	6,01	1,43	3,32	8,10	2,20	1,83	1,40	2,42
Al ₂ O ₃	11,58	12,12	33,63	6,86	11,41	17,14	34,95	31,42	12,59
Cr ₂ O ₃	13,93	14,80	24,65	8,13	16,09	30,72	21,69	27,22	40,40
V ₂ O ₃	0,11	0,16	0,12	0,27	0,30	0,17	0,13	0,17	0,19
NiO	0,10	0,12	0,18	0,10	0,22	0,18	0,28	0,18	0,20
FeOt	54,66	53,80	23,25	72,79	50,01	37,30	23,11	22,68	30,80
MnO	0,76	0,80	0,26	0,59	0,35	0,33	0,25	0,24	0,29
MgO	7,89	6,13	15,47	3,15	9,24	9,22	16,05	15,55	10,77
CaO	0,18	0,15	0,13	0,00	0,15	0,00	0,01	0,07	0,39
ZnO	0,12	0,12	0,19	0,14	0,09	0,11	0,18	0,02	0,10
Celkem	95,63	94,32	99,40	95,41	96,02	97,45	98,65	99,09	98,25
Fe ²⁺	0,728	0,807	0,347	0,899	0,719	0,591	0,336	0,343	0,509
Mn	0,022	0,024	0,006	0,018	0,010	0,009	0,006	0,006	0,008
Mg	0,401	0,319	0,668	0,169	0,465	0,449	0,692	0,679	0,526
Ca	0,007	0,006	0,004	0,000	0,006	0,000	0,000	0,002	0,014
Zn	0,003	0,003	0,004	0,004	0,002	0,003	0,004	0,000	0,002
Ni	0,003	0,003	0,004	0,003	0,006	0,005	0,006	0,004	0,005
Ti	0,009	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003	0,005	0,004	0,004
Si	0,155	0,158	0,031	0,090	0,206	0,054	0,040	0,031	0,060
Al	0,465	0,499	1,149	0,290	0,454	0,660	1,190	1,084	0,486
Cr	0,375	0,409	0,565	0,231	0,429	0,794	0,496	0,630	1,047
V	0,003	0,004	0,003	0,008	0,008	0,005	0,003	0,004	0,005
Fe ³⁺	0,830	0,764	0,216	1,287	0,692	0,429	0,222	0,212	0,335
ΣKat.	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000



Obr. 1: Pikrity (a–c) a peridotit (d) v BSE snímcích z lokalit Hončova hůrka (a–b, Píkr-6), Hodslavice (c, DH3011) a Perná (d, DH2511): a – vyrostlice částečně serpentinizovaného olivínu s inkluzemi Cr-spinelu v pikritu; b – základní hmota pikritu je přeměněna na agregáty zrn chloritu, klinopyroxenu, draselného živce a opakní minerály; c – drobné vyrostlice olivínu (zcela přeměněné na směs minerálů serpentínové skupiny a kalcitu) a kostrovité krystaly plagioklasu; d – automorfní olivín (Ol) obklopený interkumulem tvořeným klinopyroxenem (Cpx) a amfibolem (Amp).

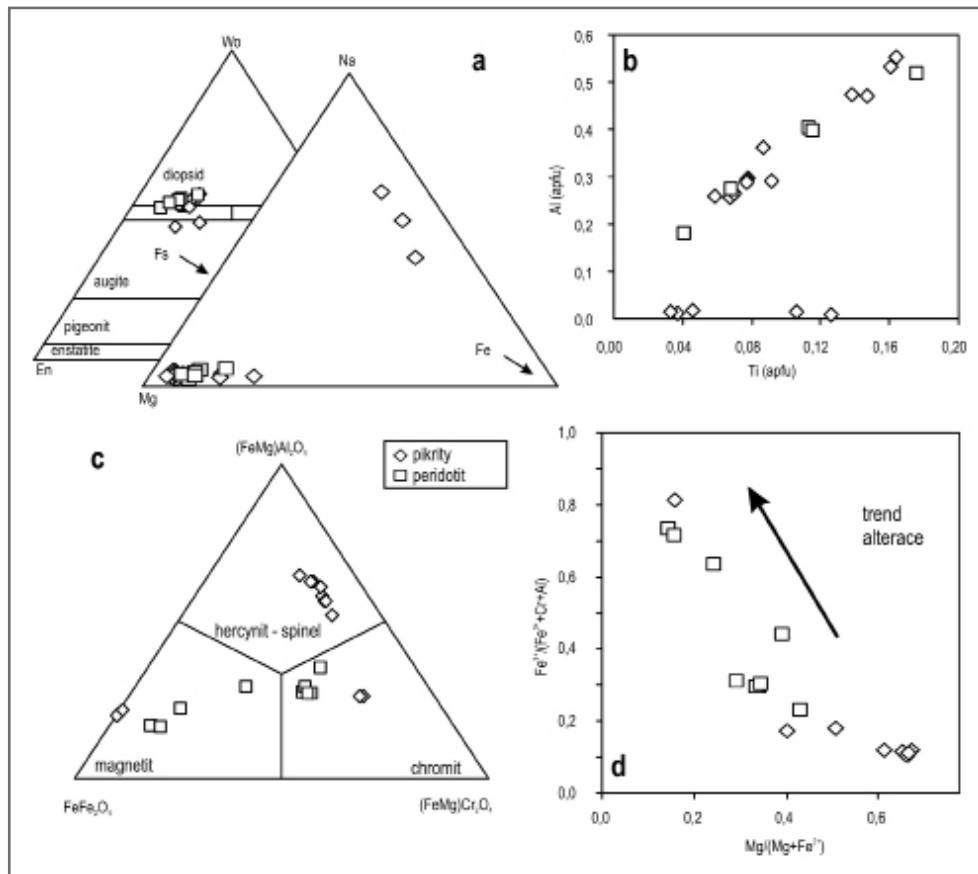
Fig. 1: Picrites and peridotite in BSE images from the localities Hončova hůrka (a–b, Píkr-6), Hodslavice (c, DH3011) and Perná (d, DH2511): a – partially serpentinized olivine phenocryst enclosing the Cr-spinel in picrite; b – picrite groundmass is altered to an aggregate of chlorite, clinopyroxene, K-feldspars and opaque minerals; c – minor olivine phenocrysts (completely replaced to a mixture of minerals of the serpentine group and calcite) and skeletal plagioclase crystals from the locality; d – euhedral olivine phenocrysts (Ol) surrounded by intercumulus composed of clinopyroxene (Cpx) and amphibole (Amp).

chemicky odpovídají diopsidu ($X_{Mg} = 0,65–0,78$; $Ti = 0,06–0,16$ apfu; $Na = 0,02–0,04$ apfu; obr. 2a, b). Vzácně se na okrajích objevuje tenký lem, který má složení egirín-augit ($X_{Mg} = 0,00–0,14$; $Ti = 0,03–0,13$ apfu; $Na = 0,40–0,98$ apfu). V základní hmotě se někdy vyskytují drobné sloupce amfibolu (kaersutit; $Si = 5,8–6,0$ apfu; $X_{Mg} = 0,58–0,70$; $Ti = 0,59–0,69$ apfu). Biotit je vzácný a bývá většinou postižen chloritizací. Zachované reliktů mají složení Mg-annitu ($X_{Mg} = 0,47$; $^{IV}Al = 2,95$ apfu). Jako hojný akcesorický minerál se vyskytuje automorfní až hypautomorfní spinelid. Jeho zrna vykazují jednoduchou zonálnost. Ve střední části je zachován chromový spinel ($Al = 1,0–1,2$; $Fe^{3+} = 0,2$; $Cr = 0,5–0,7$ apfu; obr. 2c, d) a v tenkém lemu je často magnetit. V základní hmotě je tento zonální spinelid doprovázen magnetitem někdy s vysokým obsahem ulvöspinelové komponenty ($Al = 0,2$; $Ti = 0,4$; $Fe^{3+} = 0,9$). U spinelidu, který tvoří inkluze v olivínech, není magnetitový lem vyvinut. Na lokalitě Hodslavice (DH3011) jsou přítomny pouze nezonální Al-chromity ($Al = 0,5$;

$Fe^{3+} = 0,3$; $Cr = 1,0$ apfu; obr. 2c, d). Ve všech studovaných vzorcích se místy objevují jehlicovité krystalky fluorapatitu ($F = 1,8–2,2$ hmot. %) a automorfní titanit.

Peridotit

Peridotit je černá až rezavě šedá středně zrnitá hornina. Nezvětralé vzorky vykazují velmi nízký stupeň postžení sekundárními alteracemi. Hornina má kumulátovou stavbu (obr. 1d), přičemž kumulus (68 mod. %) tvoří automorfní až hypautomorfní zrna olivínu (Fo 81–84 mol. %). Interkumulus se pak skládá z klinopyroxenu, amfibolu a biotitu. Klinopyroxen chemicky odpovídá diopsidu ($X_{Mg} = 0,69–0,85$; $Ti = 0,04–0,18$ apfu; $Na = 0,02–0,04$ apfu; obr. 2a, b). Amfibol srůstá s pyroxenem (často je patrné, že pyroxen je amfibolem zatlačován) a má poměrně homogenní chemické složení odpovídající pargasitu ($Si = 5,7–6,1$ apfu; $X_{Mg} = 0,76–0,80$; $Ti = 0,28–0,64$ apfu). Biotit tvoří agregáty drobných lupínků většinou uzavřené v amfibolech. Svým chemickým složením odpovídá flogopitu



Obr. 2: Chemické složení minerálů v pikritech (1) a peridotitu (2): a – diagramy Wo-En-Fs a Fe-Mg-Na pro pyroxeny; b – diagram Ti vs. Al pro pyroxeny; c – trojúhelníkový diagram (FeMg)Cr₂O₄ – FeFe₂O₄ – (FeMg)Al₂O₄ pro spinelidy; d – Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al) vs. Mg/(Mg+Fe²⁺) diagram pro spinelidy.

Fig. 2: Chemical composition of minerals from picrites (1) and peridotite (2): a – triangular Wo-En-Fs and Na-Mg-Fe plots for pyroxenes; b – Ti vs. Al plot for pyroxenes; c – triangular (FeMg)Cr₂O₄ – FeFe₂O₄ – (FeMg)Al₂O₄ plot for spinelides; (d) Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al) vs. Mg/(Mg+Fe²⁺) plot for spinelides.

(X_{Mg} = 0,77–0,79; ^{iv}Al = 2,38–2,51 apfu). Poměrně běžnou inkluzí v olivínech a klinopyroxenech je chromit (Al = 0,5–0,7; Fe³⁺ = 0,4–0,5; Cr = 0,7–0,8 apfu; obr. 2c, d). V amfibolu a v biotitu se pak vyskytuje magnetit (Al = 0,3–0,5; Fe³⁺ = 1,3–0,7; Cr = 0,2–0,4 apfu; obr. 2c, d), který často uzavírá drobné inkluze amfibolu nebo klinopyroxenu. Olivín je místy postižen serpentinizací a flogopit chloritizací. Tyto přeměny jsou však relativně malé.

Podmínky krystalizace ultrabazických hornin

Při výzkumu ultrabazických hornin byly cíleně vyhledávány inkluze spinelidů v olivínu. Vyrůstlice olivínu totiž začaly krystalovat ještě hluboko pod povrchem v magmatickém krbu a inkluze, které uzavřely, mohou nést informace o hloubkách, v nichž bylo ultrabazické magma generováno. Jako velmi nadějně se jeví zejména inkluze chromových spinelů v pikritu z Hončovy hůrky. Pomocí dvou spinel-olivínových termometrů (Ballhaus et al. 1991 a O'Neill – Wall 1987) byly vypočteny podobné teploty zhruba mezi 737–838 °C (tab. 3). Poněkud širší rozsah teplot (733–904 °C) poskytl spinelový termometr založený na obsazích Zn (Ryan et al. 1996).

V peridotitu můžeme odlišit dvě minerální asociace. Starší je reprezentována chromitem, olivínem a klinopy-

roxenem. Klinopyroxen přitom většinou uzavírá olivín a chromit, avšak zároveň je částečně zatlačován mladší minerální asociací reprezentovanou pargasitem, flogopitem a magnetitem. Pro starší minerální asociaci bylo možné, podobně jako u pikritů, využít spinel-olivínových termometrů. Pro inkluze chromitu v olivínu (tab. 3) byly vypočteny teploty 690–833 °C a ze spinelového termometru založeného na obsazích Zn (Ryan et al. 1996) teploty 718–982 °C. Mnohem reálnější P-T podmínky (1 294–1 322 °C; 8–11 kbar) však poskytl olivín-klinopyroxenový termometr a barometr (Koehler – Brey 1990).

Diskuze

Pikrity obsahují hlavně vyrůstlice olivínu a někdy klinopyroxenu (tab. 1). Základní hmotu původně tvořilo vulkanické sklo, pyroxeny a někdy také živce. Tyto primární oligoklasy až andezíny vytvořily v důsledku rychlé krystalizace kostrovité krystaly („swallow-tail“), které se často koncentrovaly v kulovitých útvarech – variolách (Buriánek – Bubík 2012). Vulkanické sklo v základní hmotě je dnes přeměněno na sekundární minerály (hlavně chlority a často také sekundární alkalické živce). Ve vyrůstlicích olivínu i v základní hmotě jsou spinelidy. V olivínech jsou uzavřeny chromové spinely až chromity [Cr/(Cr+Al) = 0,26–0,69]. V základní hmotě je společně se spinelem přítomen magnetit. Teploty vypočtené pro inkluze chromového spinelu v olivínu z pikritu (Hončova hůrka u Skotnice)

nopyroxenu (tab. 1). Základní hmotu původně tvořilo vulkanické sklo, pyroxeny a někdy také živce. Tyto primární oligoklasy až andezíny vytvořily v důsledku rychlé krystalizace kostrovité krystaly („swallow-tail“), které se často koncentrovaly v kulovitých útvarech – variolách (Buriánek – Bubík 2012). Vulkanické sklo v základní hmotě je dnes přeměněno na sekundární minerály (hlavně chlority a často také sekundární alkalické živce). Ve vyrůstlicích olivínu i v základní hmotě jsou spinelidy. V olivínech jsou uzavřeny chromové spinely až chromity [Cr/(Cr+Al) = 0,26–0,69]. V základní hmotě je společně se spinelem přítomen magnetit. Teploty vypočtené pro inkluze chromového spinelu v olivínu z pikritu (Hončova hůrka u Skotnice)

Tab. 3: Výsledky výpočtů P-T podmínek.
Tab. 3: Results of P-T calculations.

vzorek	Pikr6	DH2511
kalibrace	geotermometr (°C)	
Koehler-Brey (1990) Cpx-Ol	–	1294–1322
O'Neill-Wall (1987) Ol-Sp	741–821	695–826
Ballhaus et al. (1991) Ol-Sp	737–838	690–833
Ryan et al. (1996) Zn ve Sp	733–904	718–982
	geobarometr (kbar)	
Koehler-Brey (1990) Cpx-Ol	–	8–11

jsou poměrně nízké (733–904 °C) na to, aby indikovaly podmínky krystalizace ultrabazických hornin. Je tedy pravděpodobné, že zde došlo během chladnutí magmatu k reekvilibraci chemického složení olivínů a spinelů. Další možností je, že byly spinely uzavřeny v olivínu během konvekčního proudění v magmatickém krbu a oba minerály tedy nejsou v rovnováze.

Peridotit pravděpodobně reprezentuje horninu utuhlou ve větší hloubce, čemuž odpovídá struktura horniny a také P-T podmínky (1 294–1 322 °C; 8–11 kbar) zjištěné na základě olivín-klinopyroxenového termometru a barometru (Koehler – Brey 1990). Poněkud nižší teploty (1 260–950 °C) uvádí pro krystalizaci pikritů a těšinitů Wlodyka (2010). Kumulátová stavba naznačuje krystalizaci v rozsáhlejší magmatickém krbu a do dnešní pozice se peridotit dostal v důsledku tektonických pohybů nebo byl vynesena v podobě xenolitu magmatem k povrchu. Bohužel špatná odkrytost terénu neumožňuje jednoznačnou interpretaci. V každém případě vypočtené P-T podmínky poměrně dobře odpovídají teplotám solidu peridotitu v hloubkách kolem 35 km (Herzberg 1995). Amfibol a flogopit v takovém peridotitu mohou krystalovat během výstupu k povrchu a to při teplotách pod 1 100 °C (Sato et al. 1997). Amfibol totiž může vznikat za subsolidových podmínek v důsledku reakce: pargasit = klinopyroxen + olivín + spinel + tavenina (Foden – Green 1992). Není však také vyloučeno, že k těmto přeměnám došlo až v podmínkách na mořském dně nebo těsně pod ním, kdy se ještě poměrně horká hornina dostala do kontaktu s mořskou nebo diagenetickou vodou (Buriánek – Bubík 2012). Poměrně dobrým indikátorem polyfázového vývoje minerální parageneze peridotitu jsou spinelidy. Zatímco v olivínu a pyroxenu jsou uzavřeny inkluze chromitu, v amfibolu byl zjištěn pouze magnetit. Z chromitu v olivínu byly vypočteny teploty 690–982 °C, které nejsou v souladu s termobarometrickými výpočty pro pár olivín-klinopyroxen. Oba minerály tedy nejsou v rovnováze, nebo zde během chladnutí došlo k jejich reekvilibraci (viz např. Lehmann 1983). Pozorovaná zonalita zrn chromitů [$Cr/(Cr+Al) = 0,55–0,62$, tab. 2] indikuje spíše druhou možnost (chemické složení spinelidů z těchto hornin uvádí například Kamenetsky et al. 2001). Minerální složení systému se oproti horninám, pro něž byly všechny tři spinelové termometry kalibrovány, poněkud liší. Horniny například neobsahují ortopyroxen (Ballhaus et al. 1991) nebo granát (Ryan et al. 1996). Svým chemickým složením (Buriánek – Bubík 2012) i minerálním složením jsou však studované horniny velmi podobné plášťovým horninám a některým pikritům, pro něž byly tyto termometry s úspěchem využity (například Ichiyama et al. 2012).

Během dalšího vývoje horniny dochází v pikritech a peridotitech k postupné změně chemického složení původního chromitu, což má za následek vznik zonálního spinelidu nebo vznik nových zrn magnetitu. Automorfně omezená zrna magnetitu však mohla vznikat také v průběhu magmatické krystalizace (např. Šmíd 1978). Proces

přeměny chromitu na chromem bohatý magnetit nebo chromem bohatý spinel má několik fází (Farahat 2008). Za velmi nízkého stupně metamorfózy je původní chromový spinel lemován v důsledku přínosu Fe a odnosu Mg chromovým magnetitem. Změny chemického složení chromitu během sekundárních přeměn také závisí na minerální asociaci. Jestliže chromit koexistuje s chloritem, může při přeměnách reagovat s fluidy za vzniku chromového magnetitu a uvolněný Al spotřebují okolní chlority (Barnes 2000). Magnetit také může vznikat jako produkt reakcí při přeměně původních magmatických minerálů na sekundární (např. serpentinizace). V případě peridotitu mohl vznikat chromový magnetit v důsledku reakce produkující pargasit na úkor klinopyroxenu.

Závěry

Horniny těšinitové asociace ve slezské jednotce Západních Karpat reprezentují širokou škálu většinou alkalických bazických až ultrabazických výlevných i hlubinných hornin. Ultrabazické horniny jako pikrity a peridotity zde reprezentují geochemicky nejméně modifikovaný primitivní materiál. Minerály v těchto horninách nesou informace o PT podmínkách v nichž krystalizovaly, a proto je můžeme využít při interpretaci jejich magmatického i postmagmatického vývoje.

Pikrity tvoří subakvatické lávové proudy charakterizované přítomností polštářových láv a hyaloklastitů. Chemické složení minerálů a zejména spinelidů odráží tento vývoj. Inkluze v olivínech a některá zrna v základní hmotě mají složení odpovídající magmatickým chromovým spinelům. V základní hmotě je však v důsledku sekundárních přeměn chromový spinel obrůstán magnetitem či Ti-bohatým magnetitem. V některých případech však není možné vyloučit ani magmatickou krystalizaci magnetitu.

Peridotit představuje enklávu vynesenu magmatem z hloubek kolem 35 km. V této hloubce se nacházel magmatický krb, kde docházelo ke gravitační diferenciaci magmatu a vzniku kumulátů za teplot kolem 1 294–1 322 °C. Získaná data jsou však pouze orientační a jejich potvrzení vyžaduje další výzkum. Chemické složení spinelidů indikuje nejméně dvě fáze vývoje této horniny. V olivínu a pyroxenu jsou uzavřeny inkluze chromitu, které vznikaly během magmatické krystalizace. Teploty vypočítané pro pár olivín-chromit jsou však o ~ 500 °C nižší, než by odpovídalo podmínkám, za nichž ultrabazické horniny krystalizují. Tuto skutečnost můžeme vysvětlit reekvilibrací těchto minerálů během jejich chladnutí. Mladší amfibol a flogopit vznikaly současně s magnetitem v podmínkách nižších teplot.

Poděkování

Autoři děkují D. Matýskovi a A. Přichystalovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390004 (Základní geologické mapování Beskyd v měřítku 1 : 25 000) a GAČR 205/07/P130.

Literatura

- Ballhaus, C. – Berry, R. F. – Green, D. H. (1991): High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel-oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 27–40.
- Barnes, S. J. (2000): Chromite in Komatiites, II. Modification during Greenschist to Mid-Amphibolite Facies Metamorphism. – *Journal of Petrology*, 41(3), 387–409.
- Buriánek, D. – Bubík, M. (2012): Horniny těšinitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 97, 1, 105–127. Brno.
- Dostal, J. – Owen, J. V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – *Geologische Rundschau*, 87, 1, 67–77.
- Droop, G. T. R. (1987): A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. – *Mineralogical Magazine*, 51, 431–437.
- Eliáš, M. – Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (Vnější Západní Karpaty). – *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada hornicko-geologická*, 49, Monografie 8, 7–13. Ostrava.
- Farahat, E. S. (2008): Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. – *Chemie der Erde – Geochemistry*, 68(2), 193–205.
- Foden, J. D. – Green, D. H. (1992): Possible role of amphibole in the origin of andesite: some experimental and natural evidence. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 479–493.
- Grabowski, J. – Krzemiński, L. – Nescieruk, P. – Starnawska, E. (2006): Palaeomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for tectonic rotations in the Silesian unit. – *Geophysical Journal International*, 166(3), 1077–1094.
- Herzberg, C. (1995): Generation of plume magmas through time: an experimental perspective. – *Chemical Geology*, 126 (1995), 1–16.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Meozoický vulkanizmus Západných Karpát. – 263 stran, Veda, Bratislava.
- Ichiyama, Y. – Ishiwatari, A. – Kimura, J.-I. – Senda, R. – Kawabata, H., – Tatsumi, Y. (2012): Picrites in central Hokkaido: Evidence of extremely high temperature magmatism in the Late Jurassic ocean recorded in an accreted oceanic plateau. – *Geology*, 40(5), 411–414.
- Kamenetsky, V. S. – Crawford, A. J., – Meffre, S. (2001): Factors controlling chemistry of magmatic spinel : an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks, *Journal of Petrology*, 42, 655–671.
- Koehler, T. – Brey, G. P. (1990). Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2375–2388.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, 68, 277–279.
- Kudělásková, M. – Kudělásek, V. – Matýsek, D. (1993): Chemické a petrologické studium pikritových hornin z podbeskydské oblasti. – *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě*, 39, 63–72. Ostrava.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *European Journal of Mineralogy*, 9, 623–651.
- Lehmann, J. (1983): Diffusion between olivine and spinel: application to geothermometry. – *Earth and Planetary Science Letters*, 64 (1), 123–138.
- Lucińska-Anazkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anazkiewicz, R. – Ślaczka, A. (2002): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geologica Carpathica*, 53, 45–52.
- Morimoto, N. – Fabries, J. – Ferguson, A. K. – Ginzburg, I. V. – Ross, M. – Seifert, F. A. – Zussman, J. – Aoki, K. (1988). Nomenclature of pyroxenes. – *Mineralogical Magazine* 52, 535–550.
- Narebski, W. (1990): Early rift stage in the evolution of western part of the Carpathians: geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. – *Geologica Carpathica*, 41, 521–528.
- Nemčok, M. – Nemčok, J. – Wojtaszek, M. – Ludhova, L. – Oszczytko, N. – Sercombe, W. J. – Cieszkowski, M. – Paul, Z. – Coward, M. P. – Ślaczka, A. (2001): Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. – *Marine and Petroleum Geology*, 18 (1), 39–64.
- O'Neill, H. St. C. – Wall, V. J. (1987): The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle. – *Journal of Petrology*, 28, 1169–1191.
- Sato, K. – Katsura, T. – Ito, E. (1997): Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implications for mantle metasomatism. – *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 511–526.
- Schumacher, J. C. (1997): Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. – *Canadian Mineralogist*, 35, 238–246.
- Spišiak, J. – Hovorka D. (1997): Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. – *Geologica Carpathica*, 48, 113–121.
- Ryan, C. G. – Griffin, W. L. – Pearson, N. J. (1996): Garnet geotherms: pressure–temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks. – *Journal of Geophysical Research* 101, 5611–5625.
- Wlodyka, R. (2010): Ewolucja składu mineralnego skal cieszynskiej prowincji magmowej. – *Wydawnictwo Univ. Śląskiego, Katowice*, 231 pp.

ŽILNÁ GRANÁT-KALCITOVÁ MINERALIZACE V KONTAKTNĚ METAMORFOVANÝCH PÍSKOVČÍCH Z BUČNÍKU U KOMŇA (BĚLOKARPATSKÁ JEDNOTKA)

Garnet-calcite vein mineralization in contact-metamorphosed sandstones from Bučník near Komňa (Bílé Karpaty Unit)

Zdeněk Dolníček, Jan Krobot

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

(35-12 Strání)

Key words: Bílé Karpaty Unit, hydrothermal veins, andradite, grossular, fluorine, pyrometamorphism, Czech Republic

Abstract

The garnet-calcite veinlets cut contact-metamorphosed quartz sandstones of the Bílé Karpaty Unit in the andesite quarry on the Bučník hill situated south-west of Komňa. Veinlets reach up to 2 mm in thick, strike NE-SW, and are composed of zoned garnet, calcite, and possible wollastonite. Garnet grains up to 5 mm in diameter are composed of older andradite core ($Adr_{99-100}Grs_{0-1}$) and younger rim composed of fluorian grossular ($Grs_{58-59}Adr_{35-36}Sps_2F-Grs_2H-Grs_1Alm_{0-1}$). The genesis of the studied veinlets is probably related to pyrometamorphism and pyrometasomatic processes which also formed local porcelanites and quartzites. The presence of fluorian grossular in porcelanites gives evidence for such scenario. Garnet-calcite vein mineralization is new, till now unrecognized type of mineralization in the Bílé Karpaty Unit.

Úvod

Flyšové pásmo Západních Karpat je mineralogicky dosti chudé. Jistou výjimkou je bělokarpatská jednotka maurské skupiny příkrovů. Jedná se o oblast, která je v rámci flyšového pásma mineralogicky pestřejší, zejména díky výskytu vulkanických hornin a na ně vázané mineralizace.

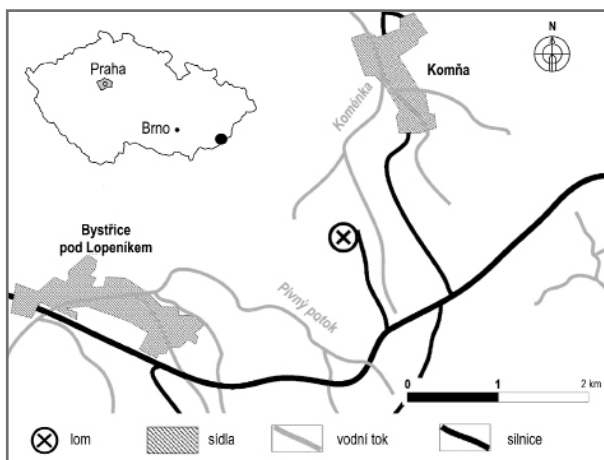
Bělokarpatská jednotka je tvořena sedimenty křídového až paleogenního stáří. Nejmladší sedimenty jsou stáří spodního eocénu. Horninovou náplň tvoří převážně pískovce až jílovce, mnohdy vápnité, místy se objevují i slepence a vložky vápenců (Stráník et al. 1993). V okolí Uherského Brodu se vyskytují středno- až svrchnobadenenské (Přichystal et al. 1998) vulkanické horniny charakteru alkalického bazaltu a trachandezitu (Krystek 1955). Největšího rozšíření dosahují v okolí obcí Bánov a Komňa.

Kamenolom na Bučníku se nachází 1,5 km jz. od Komňa a 1,5 km vsv. od Bystřice pod Lopeníkem (obr. 1). Byl otevřen roku 1951 (Kruťa 1966) a zastihl několik ložních žil andezitu pronikajících flyšovými sedimenty svodnického souvrství. Andezity jsou zelenavě šedé a místy obsahují hojné xenolity okolních pískovců a jílovců. Sedimenty bývají na kontaktu s andezitem kontaktně metamorfovány. Z pískovců vznikly kvarcity, jílovce byly přeměněny na porcelanity (Adamová et al. 1995). Lom je po období nečinnosti v současné době opět v provozu.

Hydrotermální mineralizace v bělokarpatské jednotce

Hydrotermální mineralizace v horninách bělokarpatské jednotky je reprezentována hlavně karbonátovými žilami (dominuje kalcit), ke kterému místy přistupuje baryt. Tyto žíly jsou hojné ve flyšových sedimentech a vyskytují se i ve vulkanitech, kde vedle karbonátů a barytu obsahují ještě různé minerály ze skupiny SiO_2 (křemen, chalcedon a opál) a sulfidy (Kruťa 1946, 1947, 1966). Dalším typem mineralizace jsou výplně mandlí ve vulkanitech, tvořené karbonáty, různými minerály ze skupiny SiO_2 , sulfidy, barytem, zeolity a sodalitem (Kruťa 1946, 1947, 1966, Burkart 1953, Bednařík 1996, Krobot 2011).

Význačné postavení v rámci karpatského flyše má lokalita Komňa-Bučník, kde se vedle kalcitových žil vyskytuje i mineralizace se sulfidy, křemenem a karbonáty vázaná na žíly v propylitizovaném andezitu. Rudní žíly spjaté s propylitickou alterací popsali Černý (1958) a Fojt a Přichystal (1979). Uvádějí sfalerit, arzenopyrit a pyrit jako hlavní rudní minerály, jako vedlejší pyrrhotin a galenit a množství chalkopyritu, markazitu a antimonitu popisují jako akcesorická. Z minerálů žiloviny se vyskytují nejhojněji kalcit a křemen, podřadně ankerit a siderit (Černý 1958, Fojt a Přichystal 1979). Krom této mineralizace popisuje Černý (1958) ještě minerály z výplní mandlí



Obr. 1: Poloha lomu na Bučníku. GPS souřadnice: 48° 58,834' N, 17° 47,502' E (upraveno dle Prachaře 2008).

Fig. 1: Localization of the Bučník quarry. GPS coordinates 48° 58.834' N, 17° 47.502' E (modified by Prachař 2008).

v andezitu, které s výše popsanými žilami látkově nesouvisí. Nejčastější je křemen, chlorit, aktinolitový azbest, kalcit, pyrit a sfalerit, méně se vyskytuje pyrhotin, baryt, laumontit, anatas a brookit, výskyty molybdenitu jsou jen ojedinělé. Černý a Povondra (1965) popisují chabazit-(Sr) na puklinách porcelanitu. Fojt a Kruťa (1968) uvádějí nálezy žilek rtuťnaté mineralizace reprezentované cinabaritem a metacinabaritem. Pozoruhodný je i výskyt hawleyitu (v té době druhý na světě) popsaný Černým (1957). Dále se na Bučníku vyskytuje ještě množství jiných primárních i sekundárních minerálů. Celkem je odtud popsáno přes 60 minerálních druhů (Bedáň 2006). Na výskyty vulkanitů jsou vázány také pevné a kapalné uhlovodíky (Kruťa 1946). Hydrotermální žíly jsou v bělokarpatské jednotce vázány na dva hlavní systémy puklin. První z nich má směr přibližně SZ–JV (strmě upadající k JZ). Tento směr se shoduje se směrem nezdenického zlomu. Druhý systém směru SV–JZ (strmě se uklánějící k JV) je směrově paralelní s násunovými zlomy v oblasti (Krobot 2011).

Metodika

V lomu byly odebrány vzorky granát-kalcitových žil, ze kterých byly pro laboratorní výzkum zhotoveny leštěné výbrusy. Ty byly následně studovány na polarizačním mikroskopu v procházejícím světle. Dále byly výbrusy analyzovány na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně pomocí elektronové mikrosondy Cameca SX 100 ve WDX modu (parametry paprsku 15 kV, 20 nA, průměr <1 μm). Jako standardy byly pro stanovení jednotlivých prvků použity následující fáze: Na – albit; Si, Fe – almandin; Al, Ca – grosulár; Mg – pyrop; K – sanidin; Cr – chromit; Ti – titanit; Mn – spessartin; V – vanadinit; P – fluorapatit; Y – YAG; F – topaz. Naměřená data byla přepočítána na hmot. % prvků pomocí automatické PAP korekce. Vzhledem ke skutečnosti, že analýzy granátů vykazovaly zvýšený obsah fluoru, lze předpokládat substituci $\text{SiO}_4 = \square (\text{F,OH})_4$. Z důvodu možného deficitu křemíku a také s ohledem na skutečnost, že obsah vody a valence železa nebyly na mikrosondě stanoveny, byl přepočet empirického vzorce a rozpočet železa realizován na sumu 5 kationtů ve strukturních pozicích X a Y (Valley et al. 1983).

Výsledky

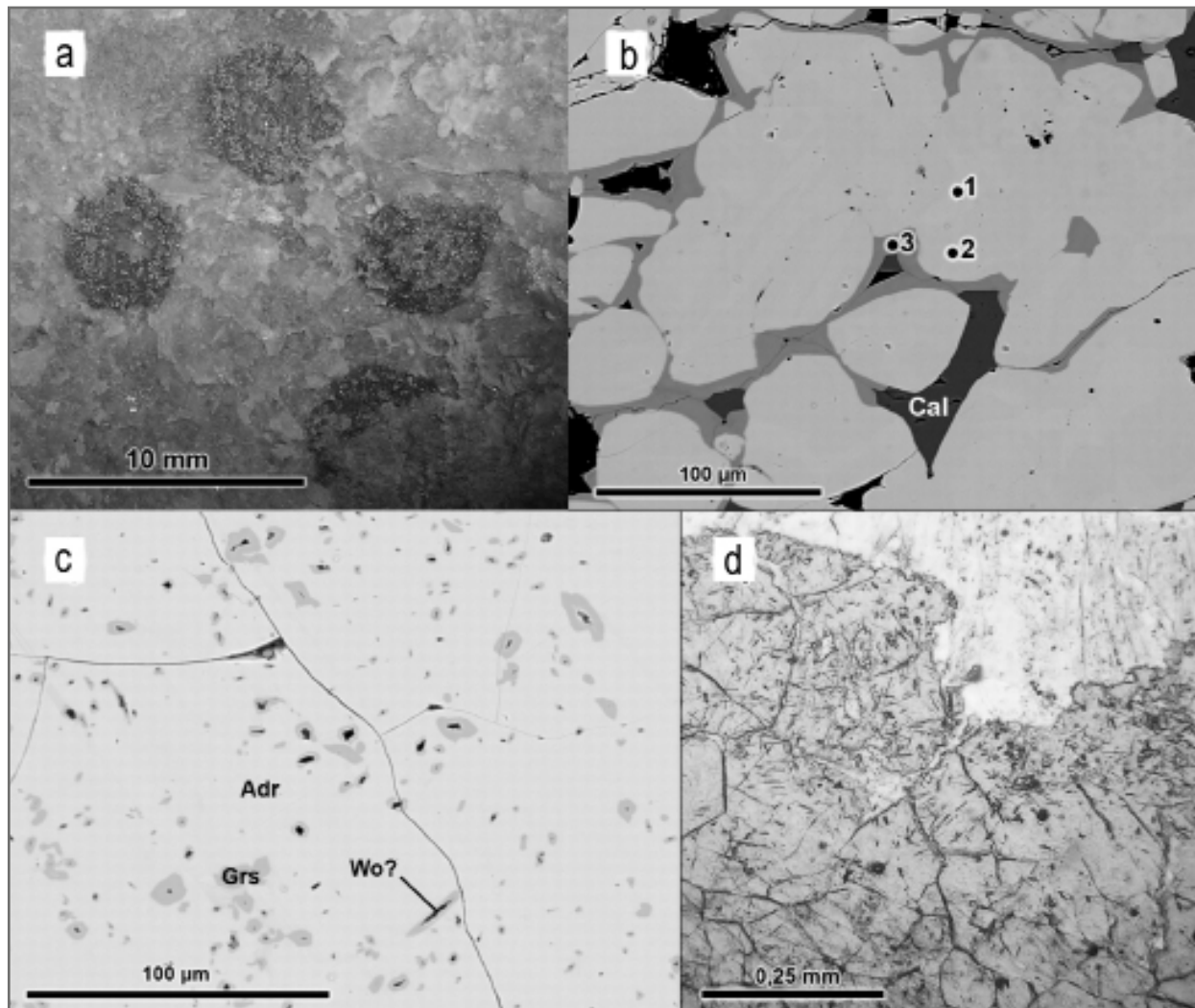
Granát-kalcitové žilky byly objeveny v kontaktně metamorfovaných pískovcích ve v. stěně lomu. Jejich mocnost je max. 2 mm, jsou orientovány ve směru SV–JZ a uklánějí se k SZ pod úhlem 30–70°. Minerální výplň tvoří okrouhlá zrna červenohnědého granátu obklopená bílým kalcitem. Granátová zrna jsou proti kalcitu omezena vlastními krystalovými plochami. Průměr granátů se nejčastěji pohybuje mezi 3 a 5 mm (v řezech paralelních se stěnou žíly), velikost kalcitových zrn bývá do 1 mm (obr. 2a). Ve výbrusu je patrná ostrůvkovitá, někdy až atolová stavba granátů. V odražených elektronech je vidět zonalita jednotlivých zrn (obr. 2b), kdy starší homogenní jádro je tvořeno andraditem a mladší lem grosulárem. Andradit obsahuje jen nepatrné množství jiných složek ($\text{Adr}_{99-100}\text{Grs}_{0-1}$), v grosuláru je výrazněji zastoupena andraditová složka a méně i složky spessartinová, hydrogrosulárová

Tab. 1: Chemické analýzy granátů z granát-kalcitových žil z lomu Komňa-Bučník (hmot. %) a koeficienty empirického vzorce (apfu) přepočtené na sumu 5 kationtů ve strukturních pozicích X a Y. Zastoupení jednotlivých složek v mol. %. Y bylo ve všech analýzách pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 1: Chemical analyses of garnets from garnet-calcite veins from Komňa-Bučník quarry (wt. %) and apfu values calculated to sum of 5 cations in structural positions X and Y. The percentages of individual end-members is in mol. %. Y was in all analyses below detection limit.

	1	2	3	4	5
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,04	0,00	0,03
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00
SiO ₂	34,87	35,27	36,57	36,38	35,61
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	13,86	14,20	0,18
V ₂ O ₃	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃	30,87	30,64	12,41	11,69	30,86
FeO	0,20	0,00	0,10	0,47	0,00
MnO	0,13	0,08	1,03	0,86	0,08
MgO	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03
CaO	32,24	32,51	34,96	34,62	32,68
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Na ₂ O	0,03	0,00	0,04	0,02	0,03
F	0,23	0,06	1,07	1,15	0,10
O=F	-0,10	-0,02	-0,45	-0,48	-0,04
Total	98,57	98,63	99,64	99,14	99,58
P	0,001	0,002	0,002	0,000	0,002
Ti	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Si	2,997	3,038	2,849	2,849	3,036
□	0,002	0,000	0,149	0,142	0,000
T site	3,000	3,040	3,000	3,000	3,038
Al	0,002	0,001	1,273	1,310	0,018
V	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Fe ³⁺	1,997	1,986	0,727	0,689	1,980
Y site	2,000	1,989	2,000	2,000	1,999
Fe ²⁺	0,014	0,000	0,007	0,031	0,000
Mn	0,009	0,006	0,068	0,057	0,006
Mg	0,002	0,003	0,002	0,001	0,004
Ca	2,969	3,001	2,918	2,904	2,986
K	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
Na	0,004	0,000	0,006	0,002	0,005
X site	2,999	3,010	3,000	3,000	3,000
Catsum	7,997	8,039	8,000	8,000	8,038
O	11,970	12,069	11,589	11,593	12,064
F	0,061	0,016	0,265	0,284	0,026
OH	0,000	0,000	0,146	0,122	0,000
Ansum	12,032	12,085	12,000	12,000	12,090
Adr %	99,9	99,9	36,4	34,5	99,0
Grs %	0,0	0,0	57,8	59,2	0,9
H-Grs %	0,0	0,0	1,2	1,0	0,0
F-Grs %	0,0	0,1	2,2	2,4	0,0
Alm %	0,0	0,0	0,2	1,0	0,0
Sps %	0,1	0,0	2,3	1,9	0,0

a fluorogrosulárová ($\text{Grs}_{58-59}\text{Adr}_{35-36}\text{Sps}_2\text{F-Grs}_2\text{H-Grs}_1\text{Alm}_{0-1}$). Andradit i grosulár mají zvýšený obsah fluoru (0,1–1,1 hmot. % F). Chemické složení granátů je uvedeno v tab. 1. Grosulár se vyskytuje hlavně v lemech jednotlivých krystalů andraditu nebo obklopuje jehlice možného wollastonitu (obr. 2c, d). Rozměry jehlic jsou



Obr. 2: a – Granátová zrna obklopená kalcitem. Na některých granátech je patrná atolová stavba; b – Zonalita zrn granátu. Starší jádro tvoří andradit, mladší lem grosulár. Zbylé prostory vyplňuje kalcit. Čísla odpovídají číslům analýz v tab. 1. Mikrofoto BSE, P. Gadas. c – Jehlice pravděpodobného wollastonitu s grosulárovým lemem uzavřená v andraditu. Obráz BSE, foto P. Gadas. d – Výbrus vzorku s granátem s uzavřenými jehlicemi pravděpodobného wollastonitu.

Fig. 2: a – Garnet grains surrounded by calcite. The atoll texture of some garnets is notable. b – Zonality of garnet grains. Older core is formed of andradite, younger rim of grossular. Intergranular spaces are filled up by calcite. Numbers correspond to analyse numbers in table 1. BSE photomicrograph by P. Gadas. c – The needles of probable wollastonite lined by grossular rim enclosed in andradite. BSE photomicrograph by P. Gadas. d – The photomicrograph of thin section with dominant garnet with enclosed needles of probable wollastonite.

natolik malé, že je nebylo možné ani na mikrosondě spolehlivě kvantitativně analyzovat (v EDX spektru se ukazuje přítomnost Ca a Si). Vzhledem k jehlicovitému vývinu předpokládáme, že by mohlo jít o wollastonit: další Ca-silikáty, jež se mohou vyskytovat v dané asociaci (larnit, spurrit) tvoří buď izometrická zrna či tabulky. Mezery mezi jednotlivými zrny granátu a veškerý další prostor vyplňuje relativně hrubozrnný kalcit. Kalcit je čistý a obsahuje jen nízké koncentrace minoritních prvků ($Fe = 0,004$ apfu, $Zn = 0,001$ apfu).

Diskuze a závěry

Chemické složení námi studovaného granátu je blízké výskytům granátů z kontaktů granitoidních hornin a krystalických vápenců ($Grs_{72-89}Adr_{8-21}$) brněnského, šumperského i žulovského masivu, včetně zvýšeného obsahu

fluoru (0,06–0,99 hmot. % F; Talla et al. 2005). Fluorem, příp. i vodou bohaté přechodné členy řady grosulár–andradit (s obsahy až 0,8–1,2 hmot. % F a 0,6–1,2 hmot. % H_2O) jsou rovněž popisovány ze skarnů moldanubika (Žáček 1997, Pertoldová et al. 2009), přičemž jsou rovněž považovány za produkt kontaktní metamorfózy, která předcházela variské regionální metamorfóze (Žáček 1997).

Lze konstatovat, že popisovaná mineralizace je svou paragenézí mezi hydrotermálními žilami bělokarpatské jednotky dosti neobvyklá. Její původ lze s velkou pravděpodobností přímo korelovat s kontaktně-metamorfními, resp. kontaktně metasomatickými procesy utvářejícími zdejší porcelanity a kvarcity. Tomu by nasvědčoval i výskyt porfyroblastů grosuláru ve zdejších porcelanitech, jejichž chemismus je podobný chemismu grosuláru ze studovaných žil, a to včetně zvýšeného obsahu fluoru

(V. Grossman, ústní sdělení). Otázkou zůstává vztah mezi touto mineralizací a ostatními žilami na lokalitě (směr žilek s granáty se shoduje s přednostní orientací dalších žilných mineralizací, jako jsou žíly se sulfidy v propylitizovaném andezitu a monominerální karbonátové žíly v kontaktně metamorfovaných sedimentech, které se na Bučníku vyskytují – srov. Krobot 2011) a to, zda nemohou souviset například s kalcitovými žilkami. Směry i sklony studovaných granát-kalcitových žil se totiž shodují s částí čistě karbonátových žil přítomných na Bučníku (Krobot 2011).

Granát-kalcitové žilky jsou novým, v dané oblasti dosud nepopsaným typem mineralizace. Jejich geneze stejně

jako prostorový a možný látkový vztah k ostatním typům žilných mineralizací lokality si zaslouží další výzkum.

Poděkování

Autoři by rádi poděkovali Mgr. P. Gadasovi (MU Brno) za provedení chemických analýz a zhotovení fotografií z elektronového mikroskopu, a dr. V. Žáčkovi (ČGS Praha) a anonymnímu recenzentovi za připomínky k rukopisu. Laboratorní část práce byla podpořena grantem GAČR 205/07/P130.

Literatura

- Adamová, M. – Krejčí, O. – Přichystal, A. (1995): Neovulkanity východně od Uherského Brodu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1994, 2, 12–15.
- Bedáň, M. (2006): Současný stav některých lokalit v neovulkanitech na Uherskobrodsku (2. část). – Minerál, 14, 3, 213–218.
- Bednařík, J. (1996): Zeolity neovulkanitů jihovýchodní Moravy. – Minerál, 4, 2, 127–128.
- Burkart, E. (1953): Mährens Minerale und ihre Literatur. – Nakladatelství ČSAV Praha.
- Černý, P. (1957): Druhý výskyt hawleyitu - Cds. – Časopis pro mineralogii a geologii, 1, 13–16.
- Černý, P. (1958): Propylitické rudní žíly a jejich nerosty od Komně u Bojkovic. – Geologický zborník Slovenskej Akadémie Vied, 9, 2, 300–323.
- Černý, P. – Povondra, P. (1965): New occurrence of strontian chabazite. – Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 2, 163–174. Praha.
- Fojt, B. – Kruťa, T. (1968): Das erste Vorkommen von Cinnabarit (Zinnober) und Metacinnabarit in Mähren, Tschechoslowakei. – Časopis Moravského muzea, vědy přírodní, 53, 81–90.
- Fojt, B. – Přichystal, A. (1979): Sferalit a karbonáty z rudních žil v propylitizovaném andezitu od Komni (jihovýchodní Morava). – Scripta Facultatis Scientia Naturales UJEP Brunensis, Geologica 1, 9, 17–28.
- Krobot, J. (2011): Dokumentace hydrotermálních mineralizací v bělokarpatské jednotce magurského flyše (Vnější Západní Karpaty). – MS, bakalářská práce. UP Olomouc.
- Kruťa, T. (1946): Eruptiva na Uherskobrodsku a jejich mineralogické poměry. – Časopis Vlasteneckého spolku musejního, 55, 203 a 204, 18–54.
- Kruťa, T. (1947): Nerosty ze sedimentárních hornin na Uherskobrodsku a Bojkovicku. – Časopis Vlasteneckého spolku musejního, 56, 1, 57–74.
- Kruťa, T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940–1965. – Moravské museum. Brno.
- Krystek, I. (1955): Alkalické vyvěliny na jihovýchodní Moravě. – Geologické práce, Zošit, 41, 103–130.
- Pertoldová, J. – Týcová, P. – Verner, K. – Košuličová, M. – Pertold, Z. – Košler, J. – Konopásek, J. – Pudilová, M. (2009): Metamorphic history of skarns, origin of their protolith and implications for genetic interpretation; an example from three units of the Bohemian Massif. – Journal of Geosciences, 54, 101–134.
- Prachař, D. (2008): Geologická charakteristika chráněné krajinné oblasti Bílé Karpaty. – MS, bakalářská práce. UP Olomouc.
- Přichystal, A. – Repčok, I. – Krejčí, O. (1998): Radiometrické datování trachyandezitu od Uherského Brodu (magurská skupina flyšového pásma). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 1997, 5, 33–34.
- Stráník, Z. – Menčík, E. – Eliáš, M. – Adámek, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, 107–122. Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd PřF MU Brno.
- Talla, D. – Losos, Z. – Sulovský, P. – Čopjaková, R. (2005): Studium optických anomálií v granátech z Ca-skarnů brněnského, šumperského a žulovského masivu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2004, 12, 98–102.
- Valley, J. W. – Essene, E. J. – Peacor, D. R. (1983): Fluorine-bearing garnets in Adirondack calc-silicates. – American Mineralogist, 68, 444–448.
- Žáček, V. (1997): Compositional evolution of garnet in the regionally metamorphosed Moldanubian skarn, Vlastějovice, Bohemia – evidence of the preservation of early stages pre-dating regional metamorphism. – Bulletin of the Czech Geological Survey, 72, 37–48.

KŘÍDOVÉ SEDIMENTY U HAVLÍČKOVA BRODU

Cretaceous deposits near Havlíčkův Brod

Jan Juráček¹, Jarmila Bezoušková²

¹ Muzeum východních Čech v Hradci Králové, Přírodovědecké oddělení, Eliščino nábřeží 465, 500 01 Hradec Králové;
e-mail: j.juracek@muzeumhk.cz

² Základní škola Havlíčkův Brod, V Sadech 560, 580 01 Havlíčkův Brod

(23-21 Havlíčkův Brod)

Key words: Bohemian Cretaceous Basin, Havlíčkův Brod, sandstones, limestones, claystones

Abstract

Cretaceous sandstones, claystones and limestones were discovered in 1990s' near the town Havlíčkův Brod in the Bohemian-Moravian Uplands. The finds of bivalves *Inoceramus lamarcki* Parkinson, *I. apicalis* Woods and *Spondylus spinosus* Schreibers brings evidence that rocks came from the Jizera Formation (Middle Turonian). Cross bedding indicates shallow marine environment of the wave-cut zone. Cretaceous rocks were found as pebbles in the topsoil and mixed with pebbles of crystalline rocks discovered during geomorphological mapping of this area. Their altitude is in a correspondence with the relics of Neogene fluvial deposits of the Sázava River. Cretaceous rocks were transported from the southeast part of the Bohemian Cretaceous Basin in the area of Žďár nad Sázavou. Anthropogenic origin of accumulation is improbable.

Úvod

Cílem této nálezné zprávy je charakterizovat lokalitu křídových sedimentů v sv. okolí Havlíčkova Brodu (obr. 1). V polovině 90. let 20. století byly v této oblasti autorkou v ornici hojně nalézány ostrohranné úlomky i valouny křemitých pískovců, vápenců a vápnitých jílovců s fosiliemi, a to na ploše přibližně 550 × 600 m. Podle dosavadních geologických map (Hinterlechner 1909, Krupička 1969, Štěpánek 1995) se v tomto území křídové sedimenty nenalézají. Malkovský et al. (1974) předpokládal, že předmětné území leželo v příbřežní zóně svrchnokřídového moře. Na paleogeografických mapách s. od Havlíčkova Brodu zaznamenal rozšíření psamitů mořského cenomanu a vápnitých jílovců spodního turonu. Konkrétní lokality křídové však nevedl. Poloha zájmového území relativně blízko pobřeží Středoevropského (Rýnsko-českého) ostrova je predikována i podle současných představ, např. Čecha (2011).

Metodika

V roce 2012 bylo provedeno základní makropetrografické vyhodnocení a mikroskopická analýza vzorků pomocí binokulárního mikroskopu. Velikost analyzovaných vzorků dosahuje několika cm, u největšího max. 15 cm v nejdelší ose. Výzkum byl zaměřen na základní sedimentologickou charakteristiku křídových sedimentů a určení indexových fosilií.

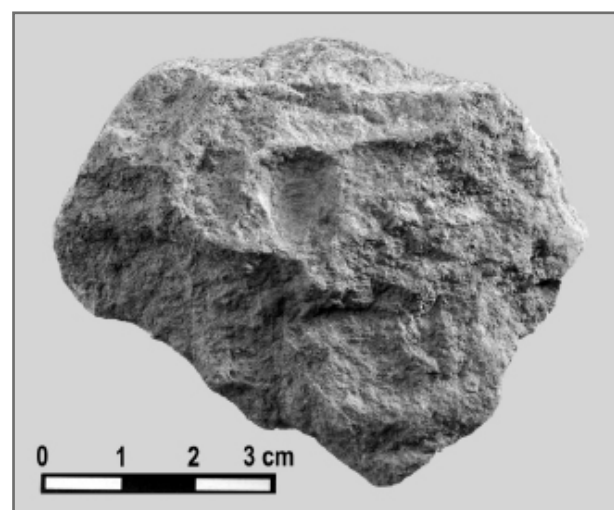
Výsledky

Světlešedé až okrové biomikritické vápence, zčásti slabě písčité, jsou masivní, místy s patrným křížovým zvrstvením s laminami o sklonu ~30°. Autoři ve vápencích determinovali mlže – *Inoceramus lamarcki* Parkinson (1819),



Obr. 1: Situace výskytu křídových hornin.

Fig. 1: Situation of the occurrence of the Cretaceous rocks.



Obr. 2: Biomikritický vápenc s *Inoceramus apicalis* Woods. Foto M. Beneš, 2012.

Fig. 2: Biomikritic limestone with *Inoceramus apicalis* Woods. Photo by M. Beneš, 2012.

Inoceramus apicalis Woods (1912) (obr. 2) a *Spondylus spinosus* Schreibers (1793). Dále byly zjištěny mechovky.

Světle šedý valoun bioklastického vápence obsahoval akumulaci mlžů *Spondylus* sp., *Rhynchostreon* sp. a brachiopodů. Dále byly v těchto vápencích pozorovány jehlice porifer, články i příčné průřezy lilijic a ostny ježovek.

Vápnité jílovce jsou světle šedé, méně bílé nebo nažloutlé, místy se zřetelným subhorizontálním nebo křížovým zvrstvením. Byly v nich zjištěny monoaxiální jehlice porifer, mlži *Rhynchostreon?* sp. a brachiopodi. Křemité pískovce jsou světlešedé až okrové, místy bělavé, s náznaky neidentifikovatelných fosilií.

Diskuze

Nálezy biomikritických vápenců s mlži *Inoceramus lamarcki* Parkinson (1819) a *Inoceramus apicalis* Woods (1912) dovolují zařadit studované sedimenty od Havlíčkova Brodu do střednoturonského jizerského souvrství české křídové pánve. Biomikritické a bioklastické vápence se zbytky mlžů, brachiopodů a ostnokožců a doklady křížového zvrstvení by poukazovaly na mělkovodní prostředí s vysokou dynamikou.

Juráček (2003) v oblasti nálezů těchto sedimentů rovněž zaznamenal valouny hornin krystalinika (především křemene, pararul, migmatitů, leptynitů, amfibolitů, granitoidů) dosahujících až 15 cm v nejdelší ose, které by mohly pocházet z konglomerátů příbojové facie obdobně jako na vrchu Kaňk u Kutné Hory (např. Eliáš – Zelenka 2002). Pro tento názor by mohly také svědčit nálezy až 2 m velkých bloků hornin krystalinika uprostřed polí v. od Havlíčkova Brodu.

Nejblíže doložené relikty křídý *in situ* zastoupené perucko-korycanským a bělohorským souvrstvím se nalézají ve vzdálenosti přibližně 16 km sv. směrem na vrch Rouzeň sz. od Nové Vsi u Chotěboře. Další výskyt se nachází 17 km s. směrem na vrchu Kubík resp. Na Kobyle jv. od městyse Uhelné Příbrami sz. od Chotěboře, kde bylo zjištěno jizerské souvrství (Štěpánek – Fišera 1996).

Valouny krystalinika i křídových sedimentů však mohou představovat rezidua říčních teras řeky Sázavy. Jejich absolutní (465–480 m n. m.) i relativní výška 30–50 m nad korytem Sázavy je korelovatelná s relikty fluvialních sedimentů řeky Šlapanky jv. od Havlíčkova Brodu a řeky Sázavy u obce Okrouhlice a Světlé nad Sázavou sz. od Havlíčkova Brodu. Podle morfostratigrafického schématu říčních teras Sázavy (Balatka 2007, Balatka – Kalvoda 2010, Balatka et al. 2010a, 2010b) tato poloha odpovídá pliocénu resp. rozhraní miocénu/pliocénu.

Všeobecně se dosud uvažovalo, že neogenní fluvialní sedimenty byly na Českomoravské vrchovině tvořeny zpravidla křemenným štěrkem, zatímco valouny hornin krystalinika se vyskytují v pleistocenních štěrcích. Nálezy valounů křídý a krystalinika na týchž lokalitách vedou k úvahám, že horniny krystalinika byly součástí fluvialních sedimentů již v terciéru.

Výskyty valounů křídových sedimentů a hornin krystalinika v sv. okolí Havlíčkova Brodu jsou obdobou výskytu sz. od Přibyslavi (Juráček 2012) a jsou tak důkazem z. směru řeky Sázavy v neogénu. Podle dosavadních názorů byl horní tok Sázavy v neogénu odvodňován buď k J do povodí Oslavy (např. Balatka a Sládek 1962) nebo k S do povodí Doubravy (např. Červinka 1997). Starší autoři se domnívali, že k obratu jejího toku na Z došlo až v pleistocénu.

Vzhledem k množství a velikostem nálezů křídových sedimentů považujeme za nepravděpodobné, že by nálezy křídových hornin měly antropogenní původ.

Závěr

Klasty hornin jizerského souvrství v okolí Havlíčkova Brodu představují zbytky říčních teras řeky Sázavy, která již v neogénu odvodňovala okolí dnešního Žďáru nad Sázavou z. směrem. Zdrojovou oblastí křídových sedimentů byl pravděpodobně nejnižnější výběžek české křídové pánve v oblasti tzv. Dlouhé meze na Českomoravské vrchovině.

Výskyty křídových hornin u Havlíčkova Brodu společně s nálezy sz. od Přibyslavi a s. od Žďáru nad Sázavou představují nejnižnější dosud známé rozšíření sedimentů české křídové pánve na Českomoravské vrchovině.

Literatura

- Balatka, B. (2007): River terraces and the Sázava valley evolution. – In: Goudie, S. – Kalvoda, J. (eds): Geomorphological variations, 361–386, P3K. Praha.
- Balatka, B. – Gibbard, P. L. – Kalvoda, J. (2010a): Evolution of the Sázava valley in the Bohemian Massif. – *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 10, 1, 55–76. Bratislava.
- Balatka, B. – Gibbard, P. L. – Kalvoda, J. (2010b): Morphostratigraphy of the Sázava river terraces in the Bohemian Massif. – *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 45, 1, 3–34. Praha.
- Balatka, B. – Kalvoda, J. (2010): Vývoj údolí Sázavy v mladším kenozoiku. 1–198, Česká geografická společnost. Praha.
- Balatka, B. – Sládek, J. (1962): Říční terasy v českých zemích. 1–578, Geofond v NČSAV Praha.
- Čech, S. (2011): Palaeogeography and stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) – an overview. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2011*, 11, 1, 18–21. Brno.
- Červinka, P. (1997): Některé aspekty vývoje horního toku Sázavy. – *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 32, 2, 31–46. Praha.
- Eliáš, M. – Zelenka, P. (2002): Uložení z gravitačních proudů v příbojové facii české křídové pánve. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001*, 25–26. Praha.
- Hinterlechner, K. (1909): Geologische Spezialkarte der im Reichsrath vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, NW.-Gruppe, Nr. 51, Deutschbrod. – Kaiserlich königlichen Geologischen Reichsanstalt Wien.
- Juráček, J. (2003): Geomorfologické mapování severní části Jihlavsko-sázavské brázdy. – MS, Muzeum východních Čech. Hradec Králové.
- Juráček, J. (2012): Křídové sedimenty u Přibyslavi. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 1–2, 82–83. Brno.
- Krupička, J. (1969): Základní geologická mapa M-33-92-A-a (Havlíčkův Brod). – Ústřední ústav geologický Praha.
- Malkovský, M. – Benešová, Z. – Čadek, J. – Holub, V. – Chaloupský, J. – Jetel, J. – Mašín, J. – Müller, V. – Pošmourný, K. – Tásler, R. – Vavřín, I. (1974): Geologie české křídové pánve a jejího podloží. 1–263, Ústřední ústav geologický. Praha.
- Štěpánek, P. (1995): Soubor geologických a účelových map. Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 23-21 Havlíčkův Brod. – Český geologický ústav. Praha.
- Štěpánek, P. – Fišera, M. (1996): Soubor geologických a účelových map. Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 13-43 Golčův Jeníkov. – Český geologický ústav. Praha.

VNITŘNÍ ZONÁLNOST TĚLES VYVŘELÝCH HORNIN TĚŠÍNITOVÉ ASOCIACE VE SLEZSKÉ JEDNOTCE: PETROFYZIKÁLNÍ DOKLAD

Internal zonality of bodies of igneous rocks of teschenite association in the Silesian unit: petrophysical evidence

Kristýna Schuchová, Zdeněk Dolníček

Katedra geologie, Univerzita Palackého, třída 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: kristyna.schuchova@gmail.com

(25-21 Nový Jičín)

Key words: Silesian unit, rocks of teschenite association, magnetic susceptibility, density, hydrothermal alteration

Abstract

We studied magnetic susceptibility and density of igneous rocks of the teschenite association along profiles through rock bodies at three sites (Hodslavice, Žilina near Nový Jičín, and Tichá) in the Silesian unit of the Outer Western Carpathians. The samples were taken exclusively from sills and dykes. Together we collected 24 samples, 62 measurements of magnetic susceptibility, and 30 measurements of density. Magnetic susceptibility ranges from 5.56×10^{-8} to 7.66×10^{-5} SI and density between 2.50 and 2.77 g/cm^3 in Hodslavice. Magnetic susceptibility was between 5.07×10^{-7} and 1.61×10^{-5} SI and density ranged from 2.66 to 3.88 g/cm^3 in Žilina near Nový Jičín. At Tichá, magnetic susceptibility varies from 2.46×10^{-7} to 2.93×10^{-5} SI and density from 2.65 to 2.86 g/cm^3 . The values of magnetic susceptibility and density reflect especially the content of ferromagnetic and paramagnetic minerals in the teschenites. Moreover, the values can be lowered by chloritization, carbonatization, and weathering. Profile in Hodslavice shows simple internal zonality. By contrast, Žilina near Nový Jičín and Tichá profiles have very complex internal structure and/or these sites were subjects of local pervasive post-magmatic hydrothermal alteration.

Úvod

Horniny těšínitové asociace jsou vázány na podbeskydskou oblast (Kudělásková et al. 1993). Výskyt těchto hornin je v 15–20 km širokém pásmu, jež se postupně rozšiřuje od Hranic na Moravě, Nový Jičín přes Český Těšín až do Polska (Bielsko – Biala) (Dostal a Owen 1993). Tento pás je přes 100 km dlouhý (Wlodyka a Karwowski 2004).

Magmatické horniny se nejčastěji nacházejí v těšínsko-hradištském souvrství, kde tvoří izolovaná žilná tělesa. Nejčastější formou jsou ložní žíly o mocnosti několika centimetrů až metrů.

Těšínity byly datované na polské straně Karpat metodou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, kde bylo stanoveno stáří na $122,3 \pm 1,6 \text{ Ma}$ (Lucińska-Anczkiewicz et al. 2002 in Grabowski et al. 2006).

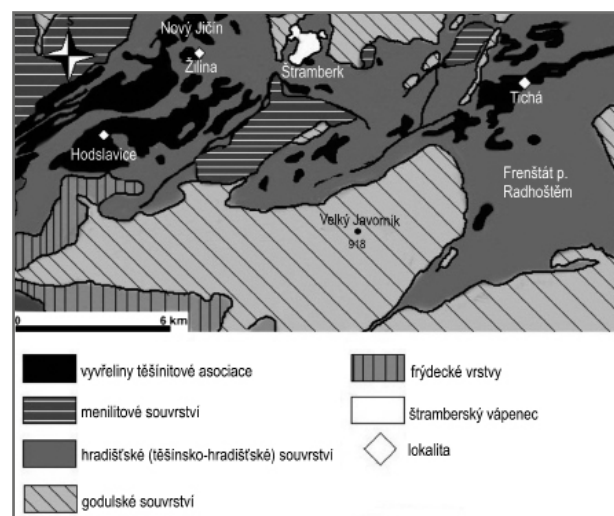
Horniny těšínitové asociace mají pestré minerální složení a jejich struktury jsou ofitické, hypautomorfně zrnité či porfyrické (Dostal a Owen 1998). Horniny těšínitové asociace se rozdělují do čtyř skupin: pikrity, monchiquity, těšínity a basalty (Hovorka a Spišiak 1988).

O zonálnosti jednotlivých těles hornin těšínitové asociace se zmiňuje např. Šmíd (1962, 1978), který popisuje v rámci jednoho tělesa několik horninových typů (Šmíd 1962, 1978). Na mocnosti ložních žil je závislá i zrnitost hornin těšínitové asociace. Velikost krystalů se směrem ke středu ložních žil zvětšuje (Menčík et al. 1983). Při kontaktu s okolními sedimenty se velikost krystalů zmenšuje, charakteristické jsou mikrokrystaly. Změny v minerálním složení by se měly projevit i na fyzikálních vlastnostech hornin. Podle Čípové (2006) mají těšínity v okolí Starého Jičína hodnotu magnetické susceptibilitě $10\text{--}57 \times 10^{-3} \text{ SI}$ (Čípová 2006), Buriánek a Skácelová (2007) uvádějí v téže oblasti hodnoty magnetické susceptibilitě $3\text{--}82 \times 10^{-3} \text{ SI}$. Kadlečík a kol. (1983) se zabývali měřením fyzikálních vlastností (magnetické susceptibilitě a hustoty) hornin

těšínitové asociace v okolí Ostravy. Hodnoty magnetické susceptibilitě byly v rozmezí $43\text{--}185 \times 10^{-6}$. Minerologická hustota byla od 2,67 do $3,26 \text{ kg/dm}^3$ (Kadlečík et al. 1983). V tomto příspěvku předkládáme výsledky měření magnetické susceptibilitě a hustoty systematicky odebíraných horninových vzorků ze tří lokalit s cílem potvrdit či vyvrátit existenci zonálnosti v daných horninových tělesech.

Metodika

Vzorky se odebíraly na lokalitách Žilina u Nového Jičína, Hodslavice a Tichá (obr. 1). Pro měření magnetické susceptibilitě a hustoty se odebíraly větší kusy hornin



Obr. 1: Geologická mapa slezské jednotky s vyznačenými lokalitami.

Obr. 1: Geological map of the Silesian unit with marked position of the studied localities.

(hmotnost 1–2 kg) co nejčerstvějšího vzhledu. Vzorky byly odebrány systematicky v příčném profilu přes výchoz.

Vzorky byly v laboratoři mechanicky rozdrčeny na menší kousky. Pro měření byly separovány úlomky bez kalcitových žilek a druhotných přeměn. Pro studium magnetické susceptibility byly z každého vzorku vybrány dva až tři úlomky o hmotnosti od 2 g (jemnozrnější horninové typy) do 18 g (hrubozrnější horniny). Na 24 vzorcích se dohromady provedlo 62 měření. Magnetická susceptibilita se měřila na kapamůstku KLY-4 na Univerzitě Palackého v Olomouci. Z výsledných hodnot se pro každý vzorek určil medián, jehož hodnoty se využily pro grafickou vizualizaci.

Mineralogická hustota byla stanovena hydrostatickou metodou. Hmotnost úlomků kolísala od 11 do 30 g v závislosti na zrnitosti studovaných vzorků. Poté se vzorky přivázaly na umělohmotné vlákno, zavěsily na kovový držák, ponořily do kádinky s vodou a zvažily se. Celkem bylo provedeno 30 měření.

Charakteristika lokalit

Žilina

GPS souřadnice jsou 49° 34' 31,084" N, 18° 2' 47,819" E. Jedná se o obtížně přístupný starý lom, jehož stěna je vysoká přes 3 m. V nadloží ložní žíly magmatické horniny je patrný kontakt s jílovými břidlicemi, jejichž mocnost je kolem 50 cm; podloží není odkryté. Směrem od nadloží (od kontaktu s břidlicemi) k podloží je patrné postupné zvětšování velikosti zrn horninotvorných minerálů. Například velikost vyrostlic amfibolů roste od 0,1 cm až do 3 cm. V hrubozrnných partiích jsou dobře rozpoznatelné šupinky biotitu, které dosahují velikosti až 1 cm. V některých odebraných vzorcích hornin byly nápadné žilky bílého kalcitu o mocnosti až 0,5 cm. Z vnějších stran jsou vzorky povlečeny limonitem. Na vertikálním profilu bylo odebráno 6 reprezentativních vzorků.

Hodslavice

GPS souřadnice lokality jsou 49° 32' 58,794" N, 18° 1' 21,560" E. Opuštěný a zarostlý lom je známý jako lom Palackých (Pacák 1926). Nadloží výchozu magmatické ložní žíly tvoří, obdobně jako v Žilině u Nového Jičína, jílové břidlice o mocnosti nepatrně větší než 20 cm. Horniny těšínitové asociace byly odebrány ve vertikálním profilu, systematicky od nadloží k podloží. Makroskopicky nebyla znatelná změna v jejich zrnitosti, byly velmi jemnozrné (0,1 mm). Vzorky jsou prostoupeny tenkými žilkami kalcitu o mocnosti nepřesahující max. 0,2 cm. V blízkosti kontaktu s okolními sedimenty je na povrchu horniny patrné oranžové zbarvení. Tato alterovaná, barevně nápadná zóna, zasahuje do hloubky od 1 do 3 cm. Odebráno bylo celkem 7 vzorků.

Tichá

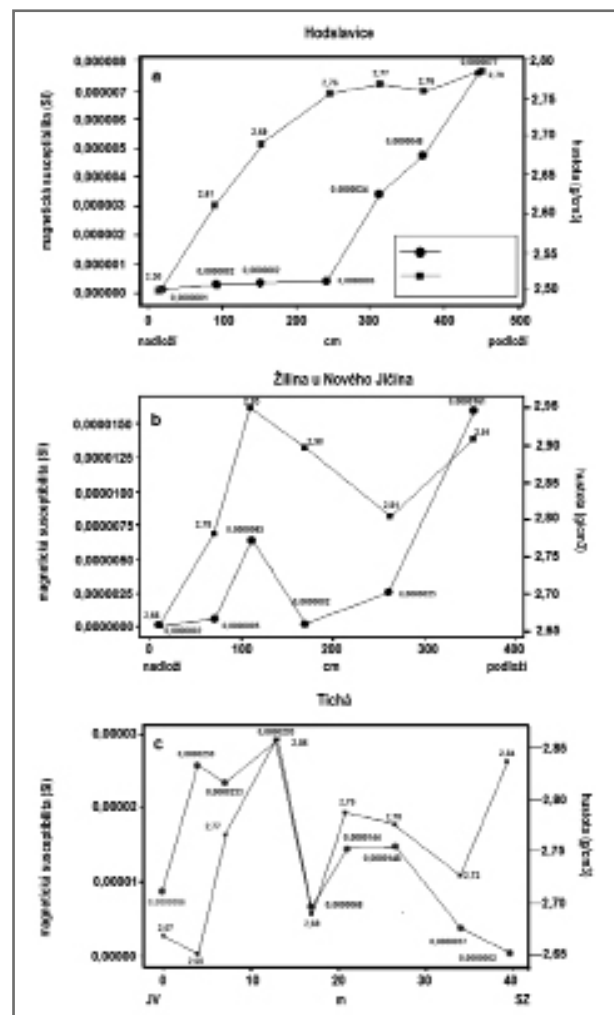
GPS souřadnice: 49° 34' 13,689" N, 18° 13' 27,461" E. Vzorky potřebné pro studium byly systematicky odebrány podél horizontálního profilu orientovaného od JV k SZ ze dna potoka Tichávky pod kostelem v obci Tichá, kde je odkryto těleso pyroxenického těšínitu (Dolníček et al. 2010). Kontakt s okolními sedimenty není patrný. Pyroxe-

nický těšínit má variabilní zrnitost. Od počátečních středně zrnitých přechází postupně až k hrubě zrnitým varietám. Makroskopicky jsou dobře pozorovatelné tabulky biotitu (do 1 cm), jehličky apatitu (do 0,5 cm) a sloupce amfibolů a pyroxenů (až 1 cm). Těšínity jsou na povrchu často pokryté povlaky limonitu. Z výchozu bylo odebráno 9 vzorků pro laboratorní studium.

Výsledky

Na vzorcích z Hodslavic bylo provedeno 19 měření magnetické susceptibility a 9 měření hustoty. Naměřené hodnoty hustoty se pohybují v rozmezí 2,50–2,77 g/cm³ a magnetické susceptibility od 5,56 × 10⁻⁸ do 7,66 × 10⁻⁶ SI. Hodnota mediánu magnetické susceptibility je 3,34 × 10⁻⁷ SI a hustoty 2,69 g/cm³ (tab. 1). Hodnoty magnetické susceptibility a hustoty se postupně zvyšují od nadloží k podloží (obr. 2a).

Na vzorcích ze Žiliny u Nového Jičína bylo provedeno 18 měření magnetické susceptibility. Hodnoty se pohybovaly od 5,07 × 10⁻⁷ do 1,61 × 10⁻⁵ SI. Deset měření hustoty kolísá mezi 2,66 až 3,88 g/cm³. Hodnota mediánu magnetické susceptibility je 1,50 × 10⁻⁶ SI a hustoty 2,84 g/cm³



Obr. 2: Porovnání hodnot magnetické susceptibility a hustoty na studovaných profilech.

Obr. 2: Comparison of values of magnetic susceptibility and density on the studied profiles.

Tab. 1: Variabilita magnetické susceptibility a hustoty horninových vzorků na studovaných lokalitách.
 Tab. 1: Variability of the magnetic susceptibility and density of rock samples on the studied localities.

Lokalita	Nejnižší hodnota magnetické susceptibility (SI)	Medián magnetické susceptibility (SI)	Nejvyšší hodnota magnetické susceptibility (SI)	Nejnižší hodnota hustoty (g/cm ³)	Medián hustoty (g/cm ³)	Nejvyšší hodnota hustoty (g/cm ³)
Hodslavice	$5,56 \times 10^{-8}$	$3,34 \times 10^{-7}$	$7,66 \times 10^{-6}$	2,5	2,69	2,77
Žilina u Nového Jičína	$5,07 \times 10^{-7}$	$1,50 \times 10^{-6}$	$1,61 \times 10^{-5}$	2,66	2,84	3,88
Tichá	$2,46 \times 10^{-7}$	$1,44 \times 10^{-5}$	$2,93 \times 10^{-5}$	2,65	2,77	2,86

(tab. 1). Hodnoty magnetické susceptibility spolu s hustotou na profilu dosti nepravidelně kolísají (obr. 2b).

Na lokalitě v Tiché bylo provedeno 25 měření magnetické susceptibility. I zde je magnetická susceptibilita proměnlivá, a to v rozmezí od $2,46 \times 10^{-7}$ do $2,93 \times 10^{-5}$ SI. Hustota stanovená na 11 vzorcích kolísá od 2,65 do 2,86 g/cm³. Hodnota mediánu magnetické susceptibility je $1,44 \times 10^{-5}$ SI a hustoty 2,77 g/cm³ (tab. 1). Z profilu (obr. 2c) je patrné, že hodnoty magnetické susceptibility i hustoty zde silně kolísají.

Základní statistickou charakteristiku naměřených hodnot magnetické susceptibility a hustot hornin ze tří studovaných lokalit ilustrují obrázky 3 a 4. Z obrázku 3 je patrné, že vyrovnanější hodnoty magnetické susceptibility vykazují vzorky těšinitů z Žiliny u Nového Jičína a v Tiché, výraznější rozdíly byly pozorovány u těšinitů z Hodslavic. V případě hustot (obr. 4) byla extrémně vysoká hodnota stanovena v jednom vzorku z Žiliny u Nového Jičína.

Určitou podobnost můžeme vysledovat mezi lokalitami Hodslavice a Tichá, kde jsou hodnoty hustot vyrovnanější.

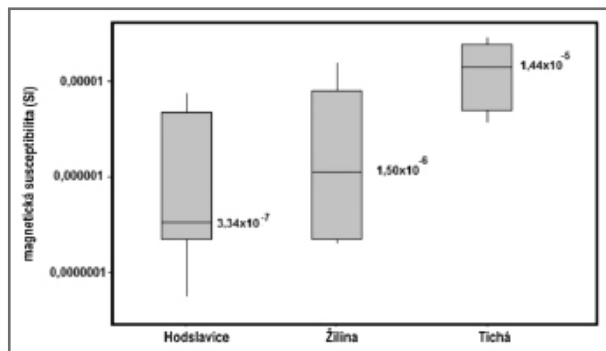
Interpretace a diskuze

Podle Dearinga (1999) a dalších autorů je magnetická susceptibilita hornin primárně závislá zejména na obsahu feromagnetických minerálů (magnetit, ilmenit a hematit). Mimo tyto uvedené minerály se mohou na zvýšení hodnot magnetické susceptibility podílet i paramagnetické minerály. Buriánek – Skácelová (2007) uvádějí, že v těšinitech to mohou být zejména pyroxeny a amfiboly.

Naopak magnetickou susceptibilitu mohou snižovat druhotné přeměny, jako je např. chloritizace, vznik analcimu a zeolitů. Sekundární přeměny primárních paramagnetických minerálů spolu s korozí magnetitu negativně ovlivňují magnetickou susceptibilitu, snižují její hodnoty (Buriánek a Skácelová 2007, Buriánek a Bubík 2012).

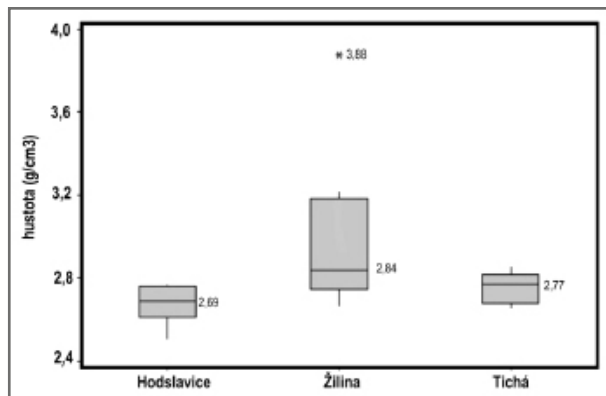
Na profilu v Hodslavicích je nápadné systematické zvyšování hodnot magnetické susceptibility směrem od nadloží k podloží (obr. 2a). Tento jev může buď odrážet vyšší kvantitativní zastoupení nemagnetických minerálů (např. živců) v nadložních partiích nebo souvisí s pokročilými alteracemi paramagnetických minerálů a magnetitu, které se realizovaly při kontaktu s nadložními sedimenty. Vzrůst hodnot v hloubce přibližně 310 cm od nadloží může být odrazem vyššího obsahu feromagnetických a/nebo paramagnetických minerálů (magnetitu, ilmenitu, příp. Fe-Mg bohatých silikátů) a/nebo jde o horniny čerstvé, nepřeměněné. Tyto názory podporuje i vzrůst hustoty, která se rovněž zvyšuje směrem do podloží. S ohledem na uvedená fakta předpokládáme, že během krystalizace magmatu docházelo i ke gravitační diferenciaci a minerály s vyššími hustotami (magnetit, ilmenit) klesaly k podloží. Spolu s tím bylo prokázáno, že čím více se hornina blíží ke svému podloží, tím méně je alterovaná. Z grafu (obr. 2a) je patrná jednoduchá vnitřní zonálnost žíly.

Vnitřní stavba horninového tělesa z Žiliny u Nového Jičína je v porovnání s Hodslavicemi složitější (obr. 2b). Magnetická susceptibilita i hustota vykazují u kontaktu s břidlicemi velmi nízké hodnoty. Ve vzdálenosti cca 110 cm od kontaktu se hodnoty skokově zvyšují. I zde můžeme předpokládat, že vzrůst hodnot je odrazem zvýšených obsahů nealterovaných feromagnetických a paramagnetických minerálů. V hloubce mezi 170–260 cm dochází opět k částečnému poklesu magnetické susceptibility a hustoty. Nelze vyloučit, že zde nedošlo ke kvantitativní změně v obsahu tmavých a světlých minerálů, doprovázené změnami velikosti zrna nebo se zde neprojevila hydrotermální alterace. Vysvětlením by mohla být i mladší „porce“ magmatu s odlišným složením. V hloubce více než 350 cm hodnoty magnetické susceptibility a hustoty opět prudce



Obr. 3: Porovnání hodnot magnetické susceptibility na jednotlivých lokalitách.

Obr. 3: Comparison of values of magnetic susceptibility on the individual localities.



Obr. 4: Porovnání hodnot hustoty na jednotlivých lokalitách.

Obr. 4: Comparison of values of density on the individual localities.

vzrůstají. Zjistili jsme, že se zvětšující se velikostí zrna v hornině se zvyšuje i kvantitativní zastoupení feromagnetických a paramagnetických minerálů.

Nejsložitější vnitřní stavbu má těšinit na lokalitě Tichá (obr. 2c). Magnetická susceptibilita a hustota se vícenásobně skokově mění. Na jedné straně nelze vyloučit předpoklad, že feromagnetické minerály mohou být lokálně intenzivně přeměněny, na straně druhé by mohlo jít o vícefázovou intruzi. Dolníček et al. (2010) prokázali, že místní těšinity jsou velmi často hydrotermálně přeměněné (chloritizované, karbonatizované či pyritizované). Uvedené alterační procesy mohou snižovat hodnoty magnetické susceptibilita a hustoty. Bylo potvrzeno, že většina odebraných vzorků je bohatá na analcim a živce. Nejvyšší hodnoty magnetické susceptibilita i hustoty byly naměřené zhruba 13 m od jv. konce profilu. Domníváme se, že v této pozici byl zastížen těšinit, který je obohacen feromagnetickými minerály a jeho alterace je slabá.

Závěr

Hodnoty magnetické susceptibilita naměřené v okolí Nového Jičína byly nižší, než uvádějí Čípová (2006) a Buriánek – Skácelová (2007) v okolí Starého Jičína. Kadlečík et al. (1983) naměřili podobné hodnoty v okolí Ostravy. Nejvyšší hodnoty byly naměřeny na lokalitě v Tiché, kde byly v rozmezí $2,46 \times 10^{-7}$ – $2,93 \times 10^{-5}$ SI, což jsou stále o 0,5–4 řády nižší údaje, než uvádějí výše citovaní autoři.

Rozdíly mohou být odrazem řady faktorů. Na základě makroskopického studia můžeme vyloučit, že by existovaly výrazné rozdíly v kvantitativně minerálním obsahu tmavých a světlých minerálů. Ve studovaných těšinitách neexistuje varieta s výrazně nižšími obsahy amfibolu, pyroxenu, biotitu a hematitu.

Z tohoto důvodu je mnohem pravděpodobnějším vysvětlením předpoklad, že magnetit (hlavní nositel magnetických vlastností) je na studovaných třech lokalitách silněji alterován. Pokud jsou silněji přeměněny (chloritizovány, karbonatizovány a zeolitizovány) i další tmavé paramagnetické minerály, pak důsledkem těchto druhotných přeměn je i pokles hodnot sledovaných fyzikálních parametrů. Na všech studovaných lokalitách se setkáváme s početnými hydrotermálními žilami. Jejich výskyt je důkazem významné postmagmatické hydrotermální aktivity (Urubek a Dolníček 2008, Dolníček et al. 2010).

Během jedné magmatické události mohlo dojít ke vzniku ložní žíly na lokalitě v Hodslavicích. Jednoduchou vnitřní zonálností zde prokazují naměřené fyzikální vlastnosti. Těšinitová tělesa v Žilině u Nového Jičína a v Tiché mají velmi kolísavé a nerovnoměrné hodnoty hustoty i magnetické susceptibilita. Jejich variabilita může dokládat složitější magmatické stavby horninových těles (vícefázové intruze?) nebo je odrazem vícenásobných či lokálních vlivů naložených alterací.

Literatura

- Buriánek, D. – Bubík, M. (2012): Horniny těšinitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – *Acta Musei Moraviae, Scientia Geologica*, 97, 1, 89–111.
- Buriánek, D. – Skácelová, Z. (2007): Význam magnetické susceptibilita pro geologické mapování hornin těšinitové asociace na listu 1 : 25 000 Starý Jičín (25-124). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006*, 13, 62–65.
- Čípová, I. (2006): Využívání hornin těšinitové asociace v pravěku. – MS, diplomová práce, PŘF MU, Brno.
- Dearing, J. (1999): *Environmental Magnetic Susceptibility*. – British Library Cataloguing in Publication Data, British Library.
- Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Uher, P. – Polách, M. (2010): Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – *Chemie der Erde*, 70, 267–282.
- Dostal, J. – Owen, V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – *Geologische Rundschau* 87, 67–77.
- Grabowski, J. – Krzemiński, L. – Nescieruk, P. – Starnawska, E. (2006): Paleomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for tectonic rotations in the Silesian unit. – *Geophysical Instrument*, 166, 1077–1094.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Vulkanizmus mesozoika Západných Karpát. – Veda, Bratislava. 263 str.
- Kadlečík, J. – Doležal, J. – Čekan, V. – Uhmann, J. – Filková, V. (1983): Souborné zpracování geofyzikálních materiálů v úseku Sever. – MS, Geofond, Brno.
- Kudělásková, M. – Kudělásek, V. – Matýšek, D. (1993): Chemické a petrologické studium pikritových hornin z podbeskydské oblasti. – *Sborník Vědeckých Prací Vysoké školy Báňské v Ostravě*, 39, 63–72. Ostrava.
- 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*. – Ústřední ústav geologický, Praha. 304 str.
- Pacák, O. (1926): Sopečné horniny na úpatí Beskyd Moravských. – *Rozpravy Československé akademie věd*, 35. Praha.
- Šmíd, B. (1962): Přehled geologie a petrografie hornin těšinitové asociace na severním úpatí Beskyd. – *Geologické práce*, 63, 53–60. Bratislava.
- Šmíd, B. (1978): Výzkum vyvřelých hornin těšinitové asociace. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Urubek, T. – Dolníček, Z. (2008): Hydrotermální mineralizace v hornině těšinitové asociace z Hodslavic u Nového Jičína (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Časopis Slezského muzea Opava (A)*, 57, 21–30. Opava.
- Wlodyka, R. – Karwowski, L. (2004): The alkaline magmatism from the Polish Western Carpathians. – *Mineralogical society of Poland – special papers*, 24, 23–31.

PŘÍSPĚVEK K POZNÁNÍ STRATIGRAFICKÉ POZICE MAGMATITŮ TĚŠÍNITOVÉ ASOCIACE VE SLEZSKÉ JEDNOTCE

A contribution to the knowledge of stratigraphic position of magmatic rocks of teschenite association in the Silesian Unit

Petr Skupien, Ján Pavluš

Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava-Poruba; email: petr.skupien@vsb.cz

(25-12 Hranice, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek-Místek)

Key words: Silesian Unit, teschenite association, Hauterivian, Barremian, palynology

Abstract

New results of stratigraphic investigations of the Early Cretaceous sediments of the Hradiště Formation accompanying magmatic rocks of the teschenite association of the Silesian Unit (flysch belt, the Western Carpathians) were made based on noncalcareous dinoflagellate cysts. In view of the dinoflagellate cysts found, the stratigraphic range of the magmatic rocks under study is from the Late Hauterivian to the Late Barremian. It is also possible to assume that the main area of the magmatic activity around Nový Jičín and Příbor is associated with the Late Barremian.

Úvod

Horniny těšinitové asociace tvoří většinou plošně malé výskyty situované ve svrchní části hradištského souvrství slezské jednotky (Menčík et al. 1983). Stáří vyvřelin je uváděno v rozsahu berrias–barrem (Menčík et al. 1983). Těšinity byly datovány na polské straně Karpat metodou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, pomocí níž bylo zjištěno stáří $122,3 \pm 1,6$ Ma (Lucińska-Anczkiewicz et al. 2002), což by ovšem odpovídalo spodnímu aptu. Těšinitová asociace zahrnuje poměrně širokou skupinu hornin s proměnlivým zastoupením světlých a tmavých minerálů. Hovorka a Spišiak (1988) rozdělili tyto horniny na čtyři skupiny: pikrity, bazalty, monchiquity a těšinity. Mezi těmito horninovými skupinami však existují četné přechody.

Na několika lokalitách (tab. 1) spojených s výskytem magmatických hornin těšinitové asociace slezské jednotky byly odebrány vzorky doprovodných jílovců či prachovců hradištského souvrství za účelem určení jejich stáří pomocí cyst dinoflagelát. Na některých místech rovněž byly odebrány sedimentární horniny z kontaktních zón. Vybrány byly lokality, na kterých je možno jílovcový materiál získat. Přehled lokalit, jejich GPS souřadnice a stručná charakteristika je uveden v tabulce 1.

Metodika

Vzorky byly zpracovány standardní palynologickou technikou, tj. rozpouštěním v HCl a HF a následným síťováním na polyetylenových sítích 15 μm . Vzorky jsou uloženy na Institutu geologického inženýrství, VŠB – TU Ostrava.

Tab. 1: Přehled studovaných lokalit.

Tab. 1: Overview of studied localities.

Lokalita	GPS	Popis
Kojetín – pikritové mandlovice	49° 33' 31,979" N, 17° 59' 3,992" E	přírodní památka Pikritové mandlovice u Kojetína
Kojetín – Čertův Mlýn	49° 34' 19,204" N, 18° 0' 37,741" E	zarostlý lom na těšinit
Nový Jičín – most	49° 35' 20,368" N, 18° 1' 24,926" E	most u křižovatky ulic Beskydská a Žilinská
Žilina	49° 34' 21,081" N, 18° 2' 14,375" E	východní svah kopce Hýlovec
Příbor – obchvat	49° 38' 23,007" N, 18° 7' 40,583" E	stavební odkryv alterovaného pikritu a jílovců
Staré Město – Profil Morávky	49° 40' 6,286" N, 18° 23' 18,052" E	výchoz bloků pyroxenitu s jílovcí hradištského souvrství, vzorky Sta 3 a Sta 7
Staré Město – Profil Morávky	49° 40' 2,448" N, 18° 23' 36,249" E	výchoz bloků pyroxenitu a mandlovice s jílovcí hradištského souvrství, vzorky Sta 12–14
Staré Město – Profil Morávky	49° 39' 59,628" N, 18° 23' 48,478" E	výchoz bloků pyroxenitu s jílovcí hradištského souvrství, vzorek Sta 19

Výsledky

Kojetín – pikritové mandlovice

Na výchoze vulkanických aglomerátů náležejících horninám těšinitové asociace byl odebrán vzorek z útržků přeměněných pelitů hradištského souvrství nacházejících se přímo v tělese vulkanických hornin. Výchoz se nachází v zářezu silnice při j. okraji Kojetína (u Nového Jičína, směr na obec Stráník). Je tvořen především úlomky starších výlevů (pikritové mandlovice, trachytické horniny) tmelených mladší lávou (Menčík et al. 1983). Doprovodnou složku představují útržky kausticky metamorfovaných slabě vápnitých pelitů tmavošedé barvy. Z těchto hornin byl odebrán orientační vzorek k získání dinoflagelát (Str2000/1).

Přestože vzorek nese znaky kontaktně metamorfní přeměny, poskytl určitelný materiál organického původu. Kromě převládajícího rostlinného detritu vzorek obsahuje poměrně dobře zachované cysty dinoflagelát (tab. 2). Cysty mají tmavě hnědou barvu. Asociace dinoflage-

Str2000/1	KO2012/1	NI2012	ŽI2012	PF1	PF2	Sta3	Sta7	Sta12	Sta13	Sta14	Sta19	
		x						x				<i>Achomospaera neptunii</i> (Eisenack) Davey & Williams
									x			<i>Achomospaera ramulifera</i> (Deflandre) Evitt
					x							<i>Batioladinium jaegeri</i> (Alberti) Bricdeaux
										x		<i>Bourkidinium</i> sp.
		x			x							<i>Cassiculosphaeridia magna</i> Davey
x			x	x	x					?		<i>Cerbia tabulata</i> (Davey & Verdier, 1974)
												<i>Circulodinium brevispinosum</i> (Pocock) Jansonius
		x		x		x		x	x	x	x	<i>Circulodinium distinctum</i> (Deflandre & Cookson) Jansonius
			x			x	x					<i>Circulodinium</i> sp.
		x				x			x	x		<i>Circulodinium vermiculatum</i> Stover & Helby
									x			<i>Cleistosphaeridium? multispinosum</i> (C. Singh) Bricdeaux
										x		<i>Cometodinium? whitei</i> (Deflandre & Courteville) Stover & Evitt
		x							x			<i>Cribroperidinium edwardsii</i> (Cookson & Eisenack) Davey
			x				x	x	x		x	<i>Cribroperidinium orthoceras</i> (Eisenack) Davey
x	x					x	x	x			x	<i>Cymosphaeridium validum</i> Davey
		x										<i>Dapsilidium multispinosum</i> (Davey) Bujak et al.
			x						x	x		<i>Dapsilidium warrenii</i>
x	x		x					x			x	<i>Endoscrinium campanula</i> (Gocht) Vozzhennikova
			x									<i>Gonyaulacysta</i> sp.
					x							<i>Heslertonia</i> sp.
								x		x		<i>Hystrichodinium furcatum</i>
		x		x	x	x						<i>Hystrichodinium pulchrum</i> Deflandre
								x	x		x	<i>Hystrichosphaerina schindewolfii</i> Alberti
x	x		x	x	x					x	x	<i>Kiokansium unituberculatum</i> (Tasch) Stover & Evitt
	x	x					x	x				<i>Kiokansium</i> sp.
				x								<i>Kleithrisphaeridium eoinodes</i> (Eisenack) Davey
				x		x						<i>Lithodinia</i> sp.
										x	x	<i>Muderongia neocomica</i> Gocht
						x	x			x		<i>Muderongia macwhaei</i> Cookson & Eisenack
								x		x		<i>Muderongia parvata</i> Duxbury
					x				x	x		<i>Muderongia staurota</i> Sarjeant
x				x	x				x	x		<i>Muderongia tabulata</i> (Raynaud) Monteil
x									x			<i>Muderongia</i> sp.
					x							<i>Occisucysta</i> sp.
											x	<i>cf. Occisucysta tentoria</i> Duxbury
		x		x								<i>Odontochitina operculata</i> (O. Wetzel) Deflandre & Cookson
						x				x	x	<i>Oligosphaeridium? asterigerum</i> (Gocht) Davey & Williams
x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	<i>Oligosphaeridium complex</i> (White) Davey & Williams
												<i>Oligosphaeridium dividuum</i> Williams
					x							<i>Oligosphaeridium perforatum</i> Duxbury
		x			x							<i>Oligosphaeridium poculum</i> Jain
x			x									<i>Palaeoperidinium cretaceum</i> Pocock
x									x			<i>Prolixosphaeridium</i> sp.
		x						x	x			<i>Protoellipsodinium spinosum</i> Davey & Verdier
x						x				x	x	<i>Pseudoceratium pelliferum</i> Gocht
		x	x									<i>Pterodinium cingulatum</i>
									x			<i>Sentusidinium</i> sp.
x		x	x	x	x				x	x		<i>Spiniferites ramosus</i> (Ehrenberg) Mantell
	x							x				<i>Spiniferites</i> sp.
x												<i>Stephodinium coronatum</i> Deflandre
			x	x								<i>Subtilisphaera perlucida</i> (Alberti) Jain & Millepied
		x						x				<i>Subtilisphaera</i> sp.
									x			<i>Surculosphaeridium</i> sp.
x										x		<i>Systematophora cretacea</i> Davey
	x	x				x					x	<i>Systematophora</i> sp.
									x			<i>Tanyosphaeridium isocalamus</i> (Deflandre & Cookson) Davey & Williams
											x	<i>Tanyosphaeridium magneticum</i> Davies
x												<i>Tanyosphaeridium variecalamus</i> Davey & Williams
						x					x	<i>Tenua hystrix</i> Eisenack
x									x			<i>Wallodinium krutzschii</i> (Alberti) Habib
						x						<i>Wallodinium luna</i> (Cookson & Eisenack) Lentin & Williams

Tab. 2: Distribuce cyst dinoflagelát studovaných vzorků.

Tab. 2: Distribution of dinoflagellate cysts of the studied samples.

lát podle literárních údajů (Leereveld 1995, Wilpshaar 1995) charakterizuje časový úsek od nejvyššího spodního barremu (přítomnost druhů *Cerbia tabulata* a *Palaeoperidinium cretaceum*) až po hranici barrem/apt (druh *Pseudoceratium pelliferum*).

Kojetín – Čertův Mlýn

Lokalitu reprezentují zarostlé lomy spojené s těžbou hrubozrnného těšínitu v místě zvaném Čertův Mlýn nacházející se mezi obcemi Kojetín a Bludovice. Lokalita reprezentuje jednu z nejvýznamnějších oblastí, kde je možno pozorovat hrubozrnný nefelinický těšínit (Matýsek pers. com.) odkrytý v několika lomech. Hornina je dosti navětralá. Vzorek (KO 2012/1) byl odebrán na horní hraně lomu, který se nachází na v. úbočí kóty 430, 400 m sv. od restaurace Čertův Mlýn. Jedná se o tmavě zbarvený jílovec v kontaktní zóně s těšínit.

Vzorek neposkytl reprezentativní palynologický materiál. Převažují částice rostlinného původu tmavě hnědé, převážně však černé barvy, což je důsledek prohrátí sedimentu v kontaktu s vulkanity. Zcela ojediněle je možno nalézt cysty dinoflagelát (tab. 2). Ty rovněž mají tmavě hnědou barvu, což ovlivňuje jejich určení. Na základě identifikovaných druhů (*Cymosphaeridium validum*, *Kiokansium unituberculatum*) je vzorek možno zařadit ke svrchnímu valanginu až barremu.

Nový Jičín – most

Výchozy biotitických pikritů v Novém Jičíně se nacházejí v korytě říčky Jičín-

ka nad mostem proti proudu u Střední zemědělské školy. Lokalita se nachází u křižovatky ulic Beskydská a Žilinská. Výchozy pikritů dosahují rozměrů několika metrů. Vzorek (NJ2012) byl odebrán z nepatrného výchozu tmavošedých jílovců hradištského souvrství 4 m od mostu směrem proti proudu. Výchoz se nachází cca 8 m od výchozů pikritů. Odběr vzorků v těsné blízkosti pikritů je znemožněn přítomností opěrných betonových zdí.

Vzorek obsahuje bohatý palynologický materiál tvořený především rostlinným detritem hnědé a černé barvy. Cysty dinoflagelát jsou běžné, dobře zachovalé. Společenstvo je diverzifikované (tab. 2). Na základě přítomnosti druhů *Kiokansium unituberculatum*, *Odontochitina operculata* a *Protoellipsoidinium spinosum* je možno hovořit o svrchním barremu (Leereveld 1995, Skupien 2003).

Žilina

Oblast kopce Hýlovec mezi obcemi Žilina a Bludovice je známa výchozy monchiquitů a pikritů. Zdejší vulkanity jsou odkryty v roklích bezejmenných potoků, často se v lesích objevují ve formě vyvětrávajících balvanů. V jedné z roklí v lese 160 m z. od křižovatky ulic Beskydská a U Pstružího potoka se podařilo odebrat vzorek tmavě šedého jílovce hradištského souvrství (ŽI2012) v nadloží značně zvětralého pikritu.

Vzorek obsahuje především rostlinný detrit. Cysty dinoflagelát se objevují ojediněle (tab. 2). Jejich zachování není ideální, přesto se podařilo určit společenstvo s druhy *Cerbia tabulata*, *Palaeoperidinium cretaceum*, *Subtilisphaera perlucida*, které je velmi podobné společenstvu z lokality Kojetín – pikritové mandlovice, tj. odpovídající nejvyššímu spodnímu barremu až hranici barrem/apr.

Příbor – obchvat

Při nových zemních pracích souvisejících s výstavbou silničního obchvatu (silnice č. 58) města Příbor byla tělesa vyvěřelých hornin i jejich sedimentární obal dočasně poměrně dobře odkryta (i když ne v celém profilu). Severnější ze dvou výrazných těles má povahu alterovaného pikritu s částečně zachovaným olivínem, který je doprovázen značně prohnětenými tmavošedými jílovců hradištského souvrství (vzorek PŘ1). Vzorek byl odebrán v místě dnešního kruhového objezdu u sjezdu ze silnice R48. Jižnější těleso tvoří hrubozrnný těšinit vystupující v zářezu obchvatu. V jeho s. ohraničení byl odebrán vzorek šedého jílovce (PŘ2).

Vzorek PŘ1 obsahuje především rostlinný detrit hnědého a černého zbarvení, četné jsou rovněž cysty dinoflagelát (tab. 2), ojediněle se objevují výstelky foraminifer. Společenstvo dinoflagelát odpovídá svrchnímu barremu a to na základě výskytu druhů *Cerbia tabulata* a *Odontochitina operculata*, které mají první výskyt vázán na bázi svrchního barremu (Leereveld 1995, Skupien – Vašíček 2002).

Vzorek PŘ2 obsahuje především rostlinný detrit hnědého zbarvení, cysty dinoflagelát jsou méně časté. Dinoflageláta odpovídají vyšší části spodního barremu až nižší části svrchního barremu, což indikuje *Cerbia tabulata* a *Oligosphaeridium perforatum* mající první výskyt v nej-

vyšší části spodního barremu a dále *Muderongia staurota* mající poslední výskyt ve spodní části svrchního barremu (Leereveld 1995, Skupien – Vašíček 2002).

Staré Město – Profil Morávky

Lokalita se nachází ve vyšší části PP Profil Morávky z. od Starého Města – 1,2 km od kostela. Lokalitu tvoří bloky pikritů s doprovodnými jílovců a prachovci hradištského souvrství. Jedná se sice o dobře odkrytý úsek v korytě řeky Morávky, ale současně je potřeba poznamenat, že se jedná o oblast kolem násunové plochy slezského příkrovu na podslezský, čemuž odpovídá charakter odkryvu v podobě bloků a tektonické melanže tmavošedých jílovců, prachovců a bloků vulkanitů. Vzorky byly odebrány na třech místech, která se nacházejí v korytě řeky Morávky a jsou od sebe oddělena výchozy hornin podslezské jednotky a to frýdeckého a frýdlantského souvrství (viz tab. 1). S ohledem na složení všech tří výchozů magmatitů a jílovců hradištského souvrství lze předpokládat, že se jedná o velmi obdobnou část slezského příkrovu.

Vzorky jsou značně variabilní. Vzorek Sta 3 reprezentuje tektonickou melanž tmavošedých jílovců. Obsahuje poměrně bohatý palynologický materiál tvořený především hnědými rostlinnými zbytky, četné jsou cysty dinoflagelát (tab. 2). Společenstvo se zástupci druhů *Lithodinia stoveri*, *Muderongia macwhaei*, *M. tabulata* a *Pseudoceratium pelliferum* odpovídá svrchnímu hauterivu až spodnímu barremu (Skupien 2003). Vzorek Sta 7 byl odebrán z kontaktní zóny s vyvěřelinou (pravděpodobně monchiquit). Palynologický materiál, který je výrazně tmavé barvy, odpovídá teplotní přeměně. Určené cysty *Cymosphaeridium validum* a *Muderongia macwhaei* (ty jsou tmavě hnědé) odpovídají svrchnímu hauterivu.

Vzorky dalšího z výchozů směrem proti proudu (Sta 12–14) jsou bohaté na cysty dinoflagelát. Společenstvo s druhy *Bourkidinium* sp., *Hystrichosphaerina schindewolfii*, *Muderongia parjata*, *M. staurota*, *M. tabulata* a *Pseudoceratium pelliferum* odpovídá svrchnímu hauterivu až spodnímu barremu. Vzhledem k bohatému zastoupení rodu *Muderongia* je možno se přiklonit spíše ke svrchnímu hauterivu (Leereveld 1995, Skupien 2003).

Poslední z výchozů umožnil odběr vzorku pouze z kontaktní zóny s pyroxenitem. Přestože cysty dinoflagelát prokazují značnou teplotní přeměnu (jsou tmavě hnědé barvy) bylo určeno bohaté společenstvo se zástupci *Cymosphaeridium validum*, *Muderongia neocomica*, *Pseudoceratium pelliferum*, které je možno přiřadit ke svrchnímu hauterivu.

Závěr

Zpracované vzorky lze rozdělit do dvou stratigrafických úseků. Vzorky z údolí řeky Morávky nejpravděpodobněji náležejí svrchnímu hauterivu, ovšem nelze vyloučit spodní barrem. Zdejší magmatické horniny patří především k horninám žilným. Druhý úsek reprezentují vzorky náležející k nejvyššímu spodnímu barremu až k barremu svrchnímu. Jedná se o oblast kolem Nového Jičína a Příboru spojenou s hlavními výskyty magmatických hornin těšinitové asociace.

Oproti datování metodou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, která poukazuje na stáří spodního aptu, jsou studované sedimenty starší. Jak je výše uvedeno, studované výchozy zahrnují především žilné a podpovrchové vyvřelé horniny, kdy je možno předpokládat, že doprovodné sedimenty jsou starší než magmatity.

Zpracování kontaktně přeměněných vzorků především ukázalo, že i ze slabě metamorfovaných sedimentů lze získávat stratigraficky průkazné/určitelné cysty dinoflagelát.

Poděkování

V práci jsou uvedeny výsledky výzkumu, který byl finančně podpořen Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy ČR v rámci projektu SGS SP2013/36. Autoři děkují M. Bubíkovi (ČGS Brno) a Z. Dolníčkovi (UP Olomouc) za kritické připomínky, které pomohly doplnit a upravit příspěvek.

Literatura

- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Meozoický vulkanismus Západních Karpát. – Veda, 263 str., Bratislava.
- Leereveld, H. (1995): Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Río Argos succession (SE Spain). – Laboratory Palaeobotany and Palynology, Contribution Series, 2, 175 pp.
- Lucińska-Anczkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anczkiewicz, R. – Ślaczka, A. (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geologica Carpathica*, 53, 45–52.
- 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. – Ústřední ústav geologický, 304 str.
- Skupien, P. (2003): Souhrn palynologických výsledků z výzkumu nižší části slezské jednotky (český úsek vnějších Západních Karpát). – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské -TU, Řada hornicko-geologická, monografie 8, 107–116.
- Skupien, P. – Vašíček, Z. (2002): Lower Cretaceous Ammonite and Dinocyst biostratigraphy and paleoenvironment of the Silesian Basin (Outer Western Carpathians). – *Geologica Carpathica*, 53, 3, 179–189.
- Wilpshaar, M. (1995): Applicability of dinoflagellate cyst stratigraphy to the analyses of passive and active tectonic settings. – *Geologica Ultraiectina*, 134, 132 pp.

TERÉNNÍ GAMASPEKTROMETRICKÁ CHARAKTERISTIKA PSAMITŮ GODULSKÉHO SOUVRSTVÍ: VYUŽITÍ PRO INTERPRETACI JEJICH VZNIKU

Field gamma-ray spectrometric characteristics of arenites of the Godula Formation and its genetic interpretation

Daniel Šimíček^{1,2}, Ondřej Bábek^{1,2}

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

² Katedra geologie PřF UP, Tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc; e-mail: daniel.simicek@upol.cz

Key words: Godula Formation, gamma-ray spectrometry, sandstone petrography, provenance, stratigraphy

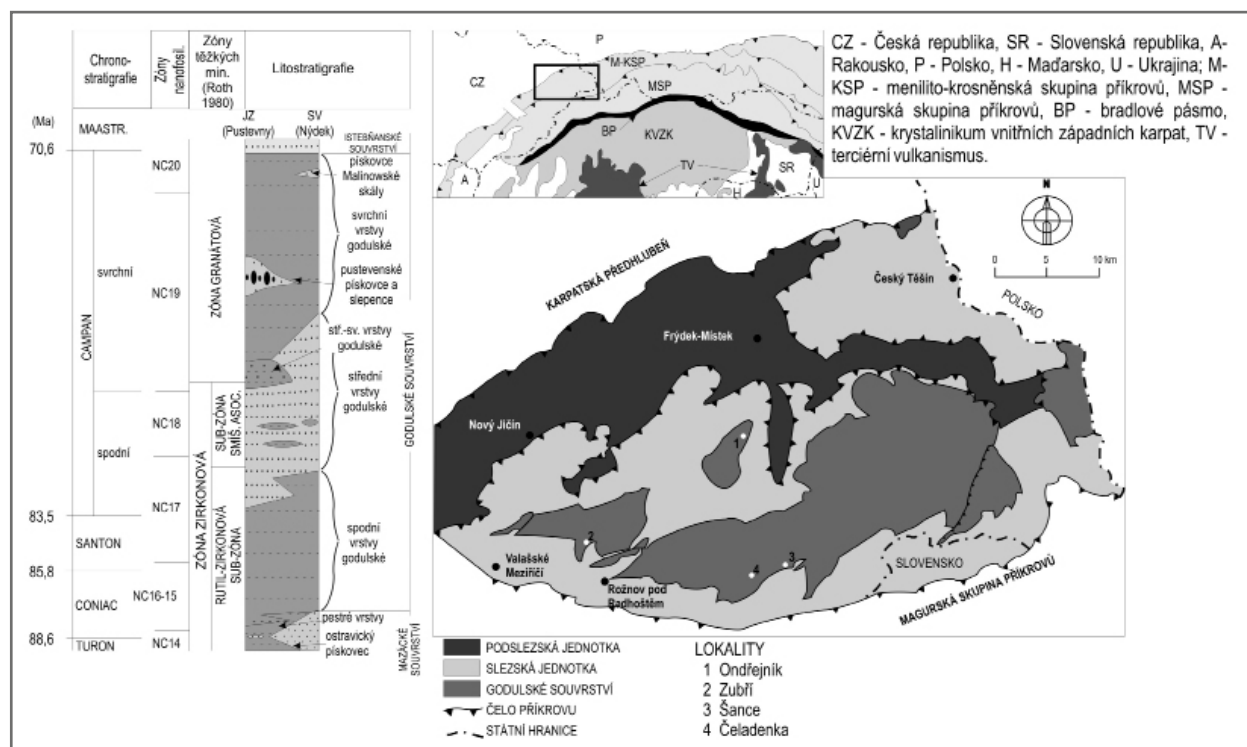
Abstract

Our study was focused on low to medium radioactive sandstones of the Godula Formation of the external flysch zone of the Western Carpathians. It is widely known that concentrations of radioactive elements (K, U and Th) in siliciclastic sediments are primary controlled by facies and mineral and chemical composition, which is largely influenced by their provenance. In the Godula Formation, K was found to be predominantly incorporated in some framework and accessory detritic minerals (K-feldspars, albite, mica, glauconite, illite). Main sources of U and Th were identified in heavy minerals, such as monazite and zircon. Variations of K, U and Th concentrations correspond to changes in modal composition of sandstones and indicate uplift and subsequent erosion of structurally deeper crustal parts of source area (Silesian Ridge). Significant increase of K, U and Th concentrations was observed near the boundary between the Middle and Upper Godula beds. Gamma-ray spectrometry could be used as good supplementary technique for discrimination of sandstones of these lithostratigraphical parts of the Godula Formation.

Úvod

Gamaspektrometrie (GRS) na výchozech sedimentů je hojně využívanou petrofyzikální metodou (Van Wagoner et al. 1990, Slatt et al. 1992, Šimíček et al. 2012). Siliciklastické sedimenty jsou typické svým pestrým chemickým a minerálním složením, které primárně odráží vlivy horninového složení zdrojové oblasti (provenience) a vlastnosti transportu a depozičního prostředí (facie). Pro naše studium jsme si vybrali svrchnokřídové synorogenní

psamitické sedimenty godulského souvrství vněkarpatského flyšového pásma. Jejich pestré modální složení indikuje provenienční změny způsobené výzdvihem a následnou hloubkovou erozí zdrojové oblasti (Grzebyk – Lesczyński 2006). Vhodně zvolenou metodikou dokáže gamaspektrometrie poměrně citlivě reagovat na tyto změny. Naším cílem je zjistit použitelnost metody pro studium provenience klastického materiálu pískovců.



Obr. 1: Schematická geologická mapa slezské jednotky upravená podle Menčíka et al. (1983).
 Fig. 1: Geologic sketch-map of the Silesian Unit modified after Menčík et al. (1983).

Geologická charakteristika

Godulské souvrství tvoří kostru godulského vývoje slezské jednotky menilito-krosněnské skupiny flyšových příkrovů Vnějších Západních Karpat. Maximální mocnost synorogenních, hlubokomořských sedimentů přesahuje 3 000 m (Roth 1980). Litostratigraficky můžeme godulské souvrství členit na spodní (?coniac/santon až nejspodnější campan), střední (spodní

až svrchní campan) a svrchní (nejsvrchnější campan) vrstvy godulské (Skupien – Mohamed 2008). Biostratigrafie je založena na výskytu aglutinovaných foraminifer a cyst dinoflagelátů (Skupien – Mohamed 2008). Další stratigrafické členění poskytují asociace těžkých minerálů. Roth (1980) rozdělil sedimenty godulského souvrství do dvou zón těžkých minerálů.

Stratigraficky starší zóna zirkonová je dále členěna na podzóny rutil-zirkonovou a smíšených asociací. Zahrnuje spodní a většinu středních vrstev godulských a vyznačuje se převahou ultrastabilních těžkých minerálů (zirkon, turmalín, rutil). Mladší zóna granátová odpovídá nejvyšší části středních a svrchním vrstvám godulským (viz obr. 1) a dominují v ní minerály skupiny granátu, hojný je rovněž rutil a zirkon. Vývoj spodních a svrchních vrstev godulských má charakter převážně drobně až středně rytmického flyše, který je typický pro sedimentaci mezi koryty ve střední části submarinních vějířů. Případně může jít o distální turbiditní sedimenty uložené ve vnější části submarinního vějíře, s občasným přínosem hruběji klastického přelivového materiálu (Menčík et al. 1983). Mezi spodními a svrchními vrstvami godulskými je zachována hrubě rytmická sedimentace středních vrstev godulských, které představují pravděpodobně výplň laterálně migrujících koryt submarinních vějířů. Paleoproudové analýzy a modální složení sedimentů ukazuje, že hlavním zdrojem klastického materiálu byl nejspíše vnitropánevní hřbet – slezská kordiléra, oddělující depoziční prostor slezské jednotky od pánve magurské (Eliáš 1970).

Materiál a metodika

K získání terénních gamaspektrometrických dat byl použit přenosný gamaspektrometr RS-230 Super Spec se scintilačním krystalem BGO 2 × 2“. Koncentrace K jsou stanovovány přímo. Obsahy eU a eTh přístroj automaticky přepočítá z koncentrací izotopů ²¹⁴Bi, respektive ²⁰⁸Tl. V godulském souvrství byly vtipovány čtyři profily, na kterých bylo provedeno celkem 172 měření. Jednotlivé

Tab. 1: Základní popis pozorovaných pískovcových facií.
Tab. 1: Basic description of observed sandstone facies.

faciální typ	F1	F2	F3
litologie	středně až hrubě zrnité pískovce	středně až jemně zrnité pískovce	jemnozrnné pískovce až prachovce
sedimentární struktury	masivní, občas slabá normální gradace, na bázi může být tenká poloha slepenců, u stropu zřídka nevýrazné planární zvrstvení, hojně mísovité struktury, při bázi se může vyskytovat trakční koberec	normální gradace, na bázi až hrubozrnný pískovec, planární laminace, u stropu čeřinová laminace, občas konvoluce, amalgamace, oddělení boumovy sekvence Tb,c	planární laminace, občas normální gradace, oddělení boumovy sekvence T(b), c, d
mocnost vrstvy	0,3–3 m	10–30 cm	~cm–10 cm
vrstevní kontakt, vrstevní geometrie	časté bazální výmoly, plochý svrchní kontakt, vrstevní geometrie neznámá	plochý spodní i svrchní kontakt	zvlněná báze s občasnou přítomností mechanoglyfů nebo bioglyfů, plochý svrchní kontakt, občas laterálně vyklíňují
intraklasty, přerostlé extraklasty	občasné jílovcové intraklasty nebo plovoucí klasty vápenců blízko vrstevní báze		
depoziční proces	vysoce hustotní turbiditní proudy	kvasi-steady turbiditní proudy	nízko hustotní turbiditní proudy

lokality reprezentují různé stratigrafické úrovně od spodních po svrchní vrstvy godulské. Každé měření probíhalo po dobu 240 s (cf. Svendsen–Hartley 2001), vždy v přímém kontaktu s měřenou horninou, kolmo k jejímu povrchu a alespoň 15 cm od ukončení vrstvy. Ke každému měřenému bodu byl přiřazen základní sedimentologický popis horniny podle běžně užívané terénní metodiky Tuckera (2003). Na základě tohoto popisu byly vyčleněny tři faciální třídy, které pokrývají zrnitostní rozsah od pískovců s rozptýlenými šterkovými klasty až po prachovité pískovce (tab. 1). Hodnoty standardního gama záření (SGR) byly vypočítány podle Schlumbergerova (NGTA) vzorce (1):

$$SGR [API] = U [ppm] \cdot 0,8,09 + Th [ppm] \cdot 0,3,93 + K [%] \cdot 0,16,32 \quad (1)$$

V každém výbrusovém preparátu bylo bodovou sčítací technikou, s využitím standardní Gazzi-Dickinsonovy metodiky (Dickinson 1970), identifikováno 300 zrn. Detritická zrna písčité frakce (0,064–2 mm) byla členěna na kompoziční skupiny monokrystalického (Qm) a polykrystalického křemene (Qp), draselných živců (Fk), plagioklasů (Fp) a litických klastů (L). Litické klasty byly dále děleny na úlomky sedimentárních a metasedimentárních (Ls), vulkanických a metavulkanických (Lv) a plutonických a metaplutonických (Lm) hornin (viz tab. 4). Neidentifikovatelné litické klasty jsou značeny Li. Základní hmota ani tmel nebyly počítány. Pro provenienční závěry byla data modálního složení pískovců exportována v ternárních diagramech Dickinsona et al. (1983). Identifikace možných zdrojů K, Th a U v hlavních, vedlejších a akcesorických detritických minerálech, tmelu a základní hmotě pískovců byla provedena na elektronové mikrosondě CAMECA SX 100 na PřF MU v Brně. Urychlovací napětí bylo 15 kV, proud 10–40 nA a šířka svazku 1–4 μm, v závislosti na zkoumaném minerálu. Těžké minerály, které mohou být důležitým zdrojem U a Th v pískovcích a také indikátorem provenience klastického materiálu, byly separovány v těžké

kapalině 1, 1, 2, 2-tetrabromethan (C₂H₂Br₄) o hustotě 2,96 g/cm³ v laboratoři ČGS v Praze na Barrandově. K jejich následné identifikaci byl použit binokulární mikroskop NIKON C-PS. Procentuální zastoupení jednotlivých minerálních skupin bylo zjištěno semikvantitativně.

Zdroje gama záření v pískovcích

Podíl K, U a Th na celkové radioaktivitě pískovců godulského souvrství je relativně rovnoměrný (lineární regresní koeficient, R² = 0,86 pro SGR/K, R² = 0,81 pro SGR/U a R² = 0,94 pro SGR/Th). Modální a chemické složení detritických zrn pískovců a asociace těžkých minerálů ukázaly, že gama záření je v těchto sedimentech spojeno především s obsahy detritických horninotvorných, vedlejších a akcesorických minerálů. K je ve studovaných pískovcích obsažen ve všech zrnitostních frakcích. V písčité frakci je vázán na některé horninotvorné minerály, jako jsou draselné živce, muskovit, biotit (včetně částečně chloritizovaných zrn) a vzhledem ke své hojnosti také albit (průměrně 0,19 hmot. % K₂O). V některých vzorcích je hojný také autigenní glaukonit. V prachové a jílové frakci pískovců je výskyt draslíku spojen s některými složkami základní hmoty (živce, sericit, illit, glaukonit, apatit). Hlavními zdroji uranu a thoria ve studovaných pískovcích jsou pravděpodobně těžké minerály, především monazit (prům. 0,35 hmot. % UO₂ a 4,98 hmot. % ThO₂) a zirkon (viz tab. 2). Nízké koncentrace UO₂ a ThO₂ byly zjištěny také v apatitu. Xenotim, který má obvykle vysoké obsahy U i Th, byl běžně pozorován, avšak jeho výskyt je vázán výhradně na velmi jemnou prachovou frakci a přesný chemismus nebylo možné elektronovou mikroskopií zjistit. Rovněž nelze vyloučit možnou vazbu části U na organickou hmotu. Avšak vzhledem k velice nízkým obsahům TOC v pískovcích godulského souvrství (cf. Matýšek – Skupien 2005 a Skupien – Mohamed 2008) pravděpodobně nemá organická hmota na celkové koncentrace U ve studovaných sedimentech zásadní vliv.

Faciální vlivy na koncentrace K, U a Th ve studovaných pískovcích

Všechny studované pískovce godulského souvrství lze označit za nízké až středně radioaktivní (prům. dávkový příkon 62,2 nGy·h⁻¹; průměrné koncentrace K 2,8 %, U 2,9 ppm a Th 11,7 ppm; tab. 3). Interpretace spekter gama záření, jakožto nepřímého ukazatele zrnitosti sedimentů (cf. Doveton 1994, Rider 1996) se v případě godulského souvrství nepotvrdila. V pískovcích byla zjištěna jen velmi špatná korelace mezi koncentracemi K (pozitivní, R² = 0,11), Th (negativní, R² = 0,12) a střední velikostí zrna pískovců. U pak nekoreluje vůbec. Slabý vliv zrnitosti na koncentrace K je pravděpodobně způsoben nízkou minerální a strukturální zralostí studovaných pískovců. V rozdílných zrnitostních frakcích se tak vyskytují minerály, které jsou schopny nést draslík, především živce a slídy. Průměrné koncentrace U a Th systematicky narůstají od facie F1 k facii F3, což ukazuje na spojení těchto prvků se složkami jemnozrnných frakcí pískovců, které jsou přirozeně nejvíce obsaženy ve facii F3. Avšak nízký kompoziční kontrast mezi faciami F1, F2 a F3 ze stejné stratigrafické úrovně způsobuje, že rozdíly průměrných koncentrací nepřevyšují 1 ppm u U a 2 ppm u Th (obr. 2). Relativně větší rozdíly lze pozorovat v rámci jedné faciální třídy, ale na různých stratigrafických úrovních. U a Th vykazují systematický nárůst koncentrací

Tab. 3: Přepočtené hodnoty terénní gamaspektrometrie podle jednotlivých lithostratigrafických členů godulského souvrství. SpVG – spodní vrstvy godulské, StřVG – střední vrstvy godulské, Stř-SvVG – střední až svrchní vrstvy godulské, SvVG – svrchní vrstvy godulské.

Tab. 3: Recalculated field GRS values according to individual lithostratigraphic members of the Godula Formation. SpVG – Lower Godula beds, StřVG – Middle Godula beds, Stř-SvVG – indiscriminated Middle to Upper Godula beds, SvVG – Upper Godula beds.

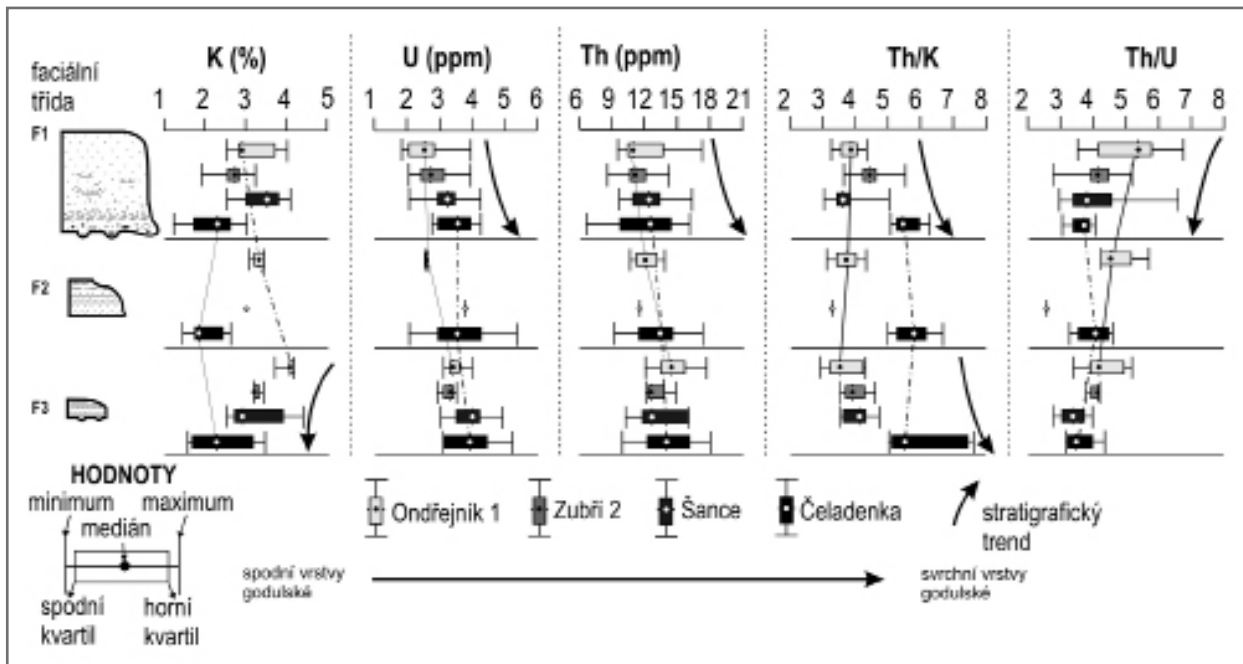
		godulské souvrství			
		SpVG	StřVG	Stř-SvVG	SvVG
SGR (API)	medián	122,8	113,7	122,3	115,7
	min.	95,8	83	85,15	62,5
	max.	163,6	138,3	174,3	169,9
	<i>st. odch.</i>	20,44	15,04	21,64	25,4
K (%)	medián	3,3	2,75	3,1	2,3
	min.	2,5	1,9	2,1	1,2
	max.	4,2	3,4	4,4	3,5
	<i>st. odch.</i>	0,53	0,43	0,6	0,59
U (ppm)	medián	2,6	2,8	3,3	3,7
	min.	1,8	2	2	2
	max.	3,6	3,9	4,9	5,3
	<i>st. odch.</i>	0,59	0,5	0,7	0,81
Th (ppm)	medián	12,1	11,55	11,8	13
	min.	9,4	8,5	8,2	6,6
	max.	17,6	14,7	16,3	18
	<i>st. odch.</i>	2,27	1,52	2,3	2,63
Th/K	medián	3,76	4,34	3,8	5,61
	min.	3,11	3,53	3	4,94
	max.	4,29	5,47	5	7,63
	<i>st. odch.</i>	0,33	0,48	0,5	0,65

U 2,9 ppm a Th 11,7 ppm; tab. 3). Interpretace spekter gama záření, jakožto nepřímého ukazatele zrnitosti sedimentů (cf. Doveton 1994, Rider 1996) se v případě godulského souvrství nepotvrdila. V pískovcích byla zjištěna jen velmi špatná korelace mezi koncentracemi K (pozitivní, R² = 0,11), Th (negativní, R² = 0,12) a střední velikostí zrna pískovců. U pak nekoreluje vůbec. Slabý vliv zrnitosti na koncentrace K je pravděpodobně způsoben nízkou minerální a strukturální zralostí studovaných pískovců. V rozdílných zrnitostních frakcích se tak vyskytují minerály, které jsou schopny nést draslík, především živce a slídy. Průměrné koncentrace U a Th systematicky narůstají od facie F1 k facii F3, což ukazuje na spojení těchto prvků se složkami jemnozrnných frakcí pískovců, které jsou přirozeně nejvíce obsaženy ve facii F3. Avšak nízký kompoziční kontrast mezi faciami F1, F2 a F3 ze stejné stratigrafické úrovně způsobuje, že rozdíly průměrných koncentrací nepřevyšují 1 ppm u U a 2 ppm u Th (obr. 2). Relativně větší rozdíly lze pozorovat v rámci jedné faciální třídy, ale na různých stratigrafických úrovních. U a Th vykazují systematický nárůst koncentrací

Tab. 2: Obsahy K₂O, UO₂ a ThO₂ a relativní výskyt detritických minerálů schopných nést K, U a Th v pískovcích godulského souvrství.

Tab. 2: Contents of K₂O, UO₂ and ThO₂ and relative abundance of detritic minerals capable to carry K, U and Th in sandstones of the Godula Formation.

MINERÁL / MINE- RÁLNÍ SKUPINA	VÝSKYT (medián)	K ₂ O (hmot. %)			UO ₂ (hmot. %)			ThO ₂ (hmot. %)		
		medián	min.	max.	medián	min.	max.	medián	min.	max.
draselný živce	12,50 %	15,29	13,44	16,32	0	0	0	0	0	0
muskovit (vč. sericitu)	2,40 %	10,39	8,51	10,7	0	0	0	0	0	0
biotit (vč. částečně chloritizovaných zrn)	4,40 %	3,32	0,05	8,57	0	0	0	0	0	0
albit	10,70 %	0,19	0,03	0,5	0	0	0	0	0	0
glaukonit	3,20 %	8,03	6,87	9,5	0	0	0	0	0	0
těžké minerály	0,80 %									
monazit	hojný	0	0	0	0,35	0,13	1,03	4,98	1,04	19,59
zirkon	hojný	0	0	0	0,06	0,01	1,79	0,01	0	0,13
apatit	hojný	0,01	0	0,02	0,03	0	0,16	0,01	0	0,19



Obr. 2: Faciální distribuce koncentrací K, U a Th v pozorovaných pískovcových faciálních třídách.
 Fig. 2: Facies distribution of K, U and Th concentrations in observed sandstone facies classes.

do stratigraficky mladších členů godulského souvrství. Hodnoty K se naopak obecně snižují. Nejlépe lze tento trend pozorovat ve facii F2 (obr. 2), která je materiálově relativně homogenní a hodnoty nejsou ovlivňovány gama zářením z okolních vrstev. Stratigrafické změny modálního složení pískovců godulského souvrství mají na koncentrace radioaktivních prvků pravděpodobně větší vliv než hydrodynamické vytržení v průběhu transportu a depozice.

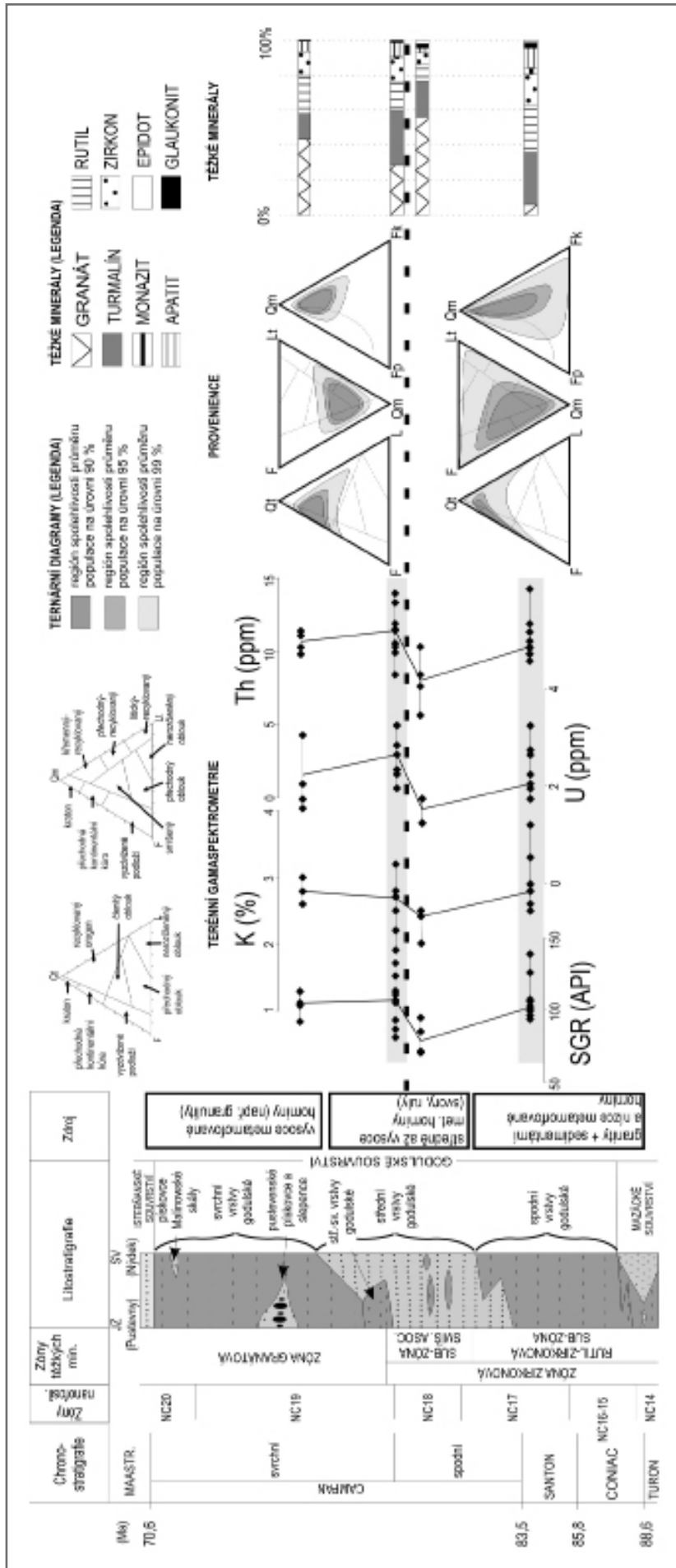
Modální složení pískovců godulského souvrství

Modální složení studovaných pískovců je relativně monotónní a odpovídá křemen-živcovým psamitům s podružným zastoupením litických klastů (prům. Q 72%: F 23%: L 5%). Ve většině případů lze tyto sedimenty klasifikovat jako subarkózy. Méně časté jsou křemenné nebo drobové pískovce. Optická mikroskopie, elektronová mikrosonda a analýzy těžkých minerálů ukázaly, že převážná většina detritických zrn má svůj původ v plutonických a vysoce metamorfovaných horninách. Jejich přítomnost dokládají litické úlomky (granity, pegmatity, granulity, ruly), slabě undulozní Qm zrna, Qp zrna tvořená více než třemi subzrny, nezonální K-živce a turmalín, rutil, zirkon, monazit a granát (pyrop-almandin) v asociacích těžkých minerálů (Basu 1985, Helmond 1985, Morton 2003, Das 2008). Lokálně jsou hojné také sedimentární a metasedimentární litické klasty (tab. 4), jejichž přítomnost byla doložena úlomky vápenců, silicitů, prachovců, chloritických břidlic, slídnatých svorů a také výskytem dobře zaoblených zrn některých detritických minerálů (cf. Deer et al. 1992). Vulkanické (max. 0,6%) a ultrabazické horniny jsou zastoupeny vzácnými klasty andezitů a ryolitů a také Cr-spinely, jejichž chemismus odpovídá peridotitům ostrovních oblouků (cf. Grzebyk – Lesczyński 2006).

Stratigrafické změny modálního složení pískovců a jejich odraz v koncentracích K, U a Th

V provenienčních diagramech Dickinsona et al. (1983) můžeme pozorovat změnu geotektonické proveniencie klastického materiálu od kratonních zdrojů a hornin přechodné kontinentální kůry ve spodních vrstvách godulských ke křemenem bohatým horninám recyklovaného orogénu ve svrchních vrstvách godulských (viz obr. 3). Obsah Qt do nadloží mírně stoupá, maxima dosahuje ve svrchních vrstvách godulských. Od spodních do svrchních vrstev godulských obecně klesají obsahy Fk a hodnoty poměru Qm/Qp (tab. 4). Rovněž se mění složení litických úlomků. Ve spodních vrstvách godulských dominují klasty granitoidů a běžně se setkáváme také s vápenci, silicity a chloritickými břidlicemi (cf. Grzebyk – Lesczyński 2006). Na bázi středních vrstev godulských se ještě hojně vyskytují granátické svory, zatímco ve svrchní části středních vrstev už převládají úlomky rul, doplněné o granitoidní horniny. Ve svrchních vrstvách godulských se nejčastěji vyskytují úlomky granulitů (cf. Eliáš 2000, Pícha et al. 2006). Také asociace těžkých minerálů indikují posun proveniencie od granitoidních a nízko metamorfovaných hornin k vysoce metamorfovaným horninám bohatým granátem (cf. Unrug 1968, Speer 1980, Deer et al. 1992). Ve spodních vrstvách godulských dominují ultrastabilní těžké minerály, především turmalín a rutil, zatímco obsahy granátů se pohybují do 5% z celkového podílu. Ve svrchních vrstvách godulských se situace mění a granáty pyrop-almandinového složení mohou tvořit až 55% všech zrn (viz obr. 3).

Celková radioaktivita pískovců evidentně reaguje na výše popsané změny v modálním složení pískovců. Vysoké obsahy živců (především K-živců), slídků a glaukonitu v pískovcích spodních vrstev godulských korelují se zvýšenými koncentracemi K. Ve stejném období vysoké kon-



Obr. 3: Kombinovaný diagram hlavních provenienčních změn a jejich vliv na stratigraficky vázané změny koncentrací K, U a Th v pískovcích godulského souvrství. Stratigrafická škála upravena podle Berggrena et al. (1995), Rotha (1980) a Menčíka et al. (1983).
 Fig. 3: Combined diagram of the main provenience changes and their influence on stratigraphic distribution of K, U and Th concentrations in sediments of the Godula Formation. Biostratigraphic chart modified by Berggren et al. (1995), Roth (1980) and Menčík et al. (1983).

Tab. 4: Stratigrafické změny obsahů hlavních kompozičních skupin pískovců. SpVG – spodní vrstvy godulské, StřVG – střední vrstvy godulské, Stř-SvVG – střední až svrchní vrstvy godulské, SvVG – svrchní vrstvy godulské.

Tab. 4: Stratigraphic variations of contents of main sandstone compositional groups. SpVG – Lower Godula beds, StřVG – Middle Godula beds, Stř-SvVG – indiscriminated Middle to Upper Godula beds, SvVG – Upper Godula beds.

stratigrafie	lokality	vzorek	kompoziční skupiny pískovců											
			Qm (%)	Qp (%)	Fp (%)	Fk (%)	Lv (%)	Lm (%)	Ls (%)	Li (%)	Q (%)	F (%)	L (%)	
godulské s.	SpVG	Ondřejník	ON/10	63,6	10,3	11,4	10,9	0	0,5	2,2	1,1	73,9	22,3	3,8
			ON/14	51,1	18,6	11,7	16,5	0	0,5	1,1	0,5	69,7	28,2	2,1
			ON/20	49,5	10,9	17,4	20,7	0	1,6	0	0	60,3	38	1,6
			ON/26	60,2	12,4	11,2	13,7	0,6	0,6	0	1,2	72,7	24,8	2,5
StřVG	Zubří	ZU15	50,3	19,6	14	13,4	0,6	0,6	1,1	0,6	69,8	27,4	2,8	
		Stř-SvVG	Šance	ŠA/2	49,4	14	13,4	18,3	0	0,6	3	1,2	63,4	31,7
SvVG	Čeladenka	Č2/1	41,8	33,8	12	11,1	0	0	0,4	0,9	75,6	23,1	1,3	
		Č2/3	56,3	25,3	6,8	6,3	0	1,1	2,6	1,6	81,6	13,2	5,3	
Statistické vlastnosti jednotlivých kompozičních skupin			MEDIAN	50,7	16,3	11,9	13,6	0	0,6	1,1	1	71,3	26,1	2,7
			σ	6,5	7,6	2,8	4,3	0,3	0,4	1,1	0,5	6,3	6,8	1,4

centrace U a Th korespondují s relativně vysokými podíly zirkonu a monazitu v asociacích těžkých minerálů. Snížení podílů zirkonu a monazitu v důsledku snižujícího se vlivu granitoidních hornin na celkové modální složení pískovců, je doprovázeno na bázi středních vrstev godulských zřetelným poklesem koncentrací U a Th. V tomtéž období došlo ke snížení obsahů draselných živců, což pravděpodobně způsobilo pokles koncentrací K (viz obr. 3). Na hranici středních a svrchních vrstev godulských byl v pískovcích pozorován zřetelný pokles minerální zralosti (viz tab. 4), což lze připsat zvýšené tektonické aktivitě v zázemí pánve v důsledku austrijských kompresních pohybů v alpsko-karpatské oblasti (Poprawa et al. 2002, Oszczypko 2004, Skupien – Mohamed 2008). Ve stejném období dosahuje celková radioaktivita pískovců svých maximálních hodnot. Především se výrazně zvyšují koncentrace U a Th. Tento nárůst koresponduje se zvýšením obsahů zirkonu a apatitu v asociacích těžkých minerálů a kryje se zhruba se stropem subzóny smíšených asociací těžkých minerálů Rotha (1980). Ve svrchních vrstvách godulských pozorujeme jen mírné snížení celkové radioaktivity pískovců a pokles koncentrací U a Th v pískovcích, které lze nejspíše připsat efektu naředění neradioaktivním křemenem, v důsledku zvýšené proveniencie materiálu z vysoce metamorfovaných hornin charakteru granulitů. Změny modálního složení pískovců a výsledky gamaspektrometrie podporují představu o postupné hloubkové erozi variských až povariských obalových jednotek slezské kordiléry a exhumaci jejího kadomského krystalinního jádra (Unrug 1968, Menčík et al. 1983, Michalík et al. 2004). Gamaspektrometrie může rovněž přispět ke stratigrafickému rozlišení pískovcových

těles v terénu. Zvláště významná se jeví možnost odlišení pískovců na hranici středních a svrchních vrstev godulských od výrazně méně radioaktivních pískovců spodní části středních vrstev godulských, jejichž litostratigrafické rozlišení v terénu je často problematické (cf. Menčík et al. 1983, Eliáš 2000).

Poměr Th/U, který slouží jako indikátor redoxního potenciálu (Adams – Weaver 1958), se pohyboval od 2 do 7, což jsou hodnoty typické pro sedimentaci v marinním prostředí. Obecný pokles průměrných hodnot poměru Th/U do stratigraficky mladších členů godulského souvrství se shoduje s předpokládaným nárůstem anoxických podmínek v průběhu jeho sedimentace (Menčík et al. 1983).

Závěr

Draslík je ve studovaných pískovcích vázán na horninotvorné i akcesorické detritické minerály (draselné živce, albit, muskovit, biotit, glaukonit). Hlavní zdroje U a Th byly identifikovány v akcesorických těžkých minerálech, jako jsou monazit a zirkon. Využití gamaspektrometrie k interpretacím zrnitosti pískovců a jako indikátoru facií se ukázalo být v daném případě problematické. Obecně nízká minerální zralost sedimentů a malý kompoziční kontrast mezi zrny písčité frakce a základní hmotou pískovců nedovolují detailnější gamaspektrometrické rozlišení facií. Změny v koncentracích K, U a Th jsou tak spíše spojeny se změnami v modálním složení pískovců godulského souvrství a indikují postupnou erozi sedimentárních a nízce metamorfovaných obalových jednotek a plutonického a vysoce metamorfovaného krystalinního jádra zdrojové oblasti. Terénní gamaspektrometrické studium pískovců godulského souvrství odhalilo možnosti využití přirozené radioaktivity sedimentů ke stratigrafickému rozlišení pískovcových těles. Na základě celkového GRS charakteru lze poměrně dobře odlišit pískovce svrchních a spodní části středních vrstev godulských. Terénní gamaspektrometrie tak může být vhodnou doplňkovou stratigrafickou metodou vzhledem ke špatnému makroskopickému a litostratigrafickému odlišení sedimentů obou členů godulského souvrství.

Literatura

- Adams, J. A. – Weaver, C. E. (1958): Thorium-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. – *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 42, 2, 387–430.
- Basu, A. (1985): Reading provenance from detrital quartz. – In: Zuffa, G. G. (ed.): *Provenance of Arenites*. NATO ASI, Series C, 148, 231–248. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Berggren, W. A. – Kent, D. V. – Swisher, C. C. III – Aubry, M. – P., Hardenbol, J. (1995): *Geochronology, Time Scales*. – SEPM Special Publications, 54, 386 pp. Tulsa.
- Das, P. K. (2008): Petrography of sandstones of Thekopili Formation, Jaintia Hills district, Meghalaya. – *Bulletin of Pure and Applied Sciences – Section F Geological Sciences*, 27, 19–24.
- Deer, W. A. – Howie, R. A. – Zussman, J. (1992): *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd ed. – Longman Scientific & Technical. 698 pp. Harlow.
- Dickinson, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and Arcose. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695–707.
- Dickinson, W. R. – Beard, S. – Brakenridge, G. R. – Drnavec, J. L. – Ferguson, R. C. – Inman, K. F. – Knepp, R. A. – Lindberg, F. A. – Ryberg, P. T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *GSA Bulletin*, 94, 2, 222–235.
- Doveton, J. H. (1994): *Geologic Log Interpretation: Reading the Rocks from Wireline Logs*. – SEPM Short Course Notes, 29, 169 pps. Tulsa.
- Eliáš, M. (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. – *Sborník geologických věd, Geologie*, 8, 7–99.
- Eliáš, M. (2000): Vztahy mezi pústevenskými pískovci a pískovci malinovské skály (godulské souvrství s. s.) v Beskydách. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999*, 64–66.
- Grzebyk, J. – Lesczyński, S. (2006): New data on heavy minerals from the Upper Cretaceous-Paleogene flysch of the Beskid Slaski Mts. (Polish Carpathians). – *Geological Quarterly*, 50, 2, 265–280.
- Helmond, K. P. (1985): Provenance of Feldspathic Sandstones – The Effect of diagenesis on Provenance interpretation. – In: Zuffa, G., G. (ed.): *Provenance of Arenites*. NATO ASI, Series C, 148, 139–163. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Matýšek, D. – Skupien, P. (2005): Fosforitové konkrce ve svrchní křídě slezské jednotky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2004*, 34–36.
- 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*. – Ústřední Ústav geologický. 307 str. Praha.
- Michalík, M. – Gehrels, G. – Budzyń, B. (2004): Dating of gneissic clasts from Gródek on the Jezioro Rożnowskie Lake (Silesian unit). – *Materiały VII Ogólnopolskiej Sesji Naukowej "Datowanie Mineralów i Skał"*, Kraków, AGH-UJ, 18–19. 11. 2004, 101–106.
- Morton, A. C. (2003): Heavy Minerals. – In: Middleton, M. J. et al. (eds): *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. 356–358. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- Oszczypko, N. (2004): The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. – *Przegląd Geologiczny*, 52, 780–791.
- Picha, F. J. – Stráník, Z. – Krejčí, O. (2006): Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and Their Foreland, Czech Republic. – In: Golonka, J. – Picha, F. J.: *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*: AAPG Memoir, 84, 49–175.
- Poprawa, P. – Malata, T. – Oszczypko, N. (2002): Ewolucja tektoniczna basenów sedimentacyjnych polskiej czéoci Karpat zewnętrznych w oświetle analízy subsydencji. – *Przegląd Geologiczny*, 50, 1092–1108.
- Rider, M. (1996): *The Geological Interpretation of Well Logs*, 2nd edition. – Whittles Publishing. 280 pps. Caithness.
- Roth, Z. (1980): Stratigrafie godulské skupiny Moravskoslezských Beskyd ve světle hlubokých vrtů. – *Věstník Ústředního Ústavu geologického*, 55, 2, 75–83.
- Skupien, P. – Mohamed, O. (2008): Campanian to Maastrichtian palynofacies and dinoflagellate cysts of the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – *Bulletin of Geosciences*, 83, 2, 207–224. Praha.
- Slatt, R. M. – Jordan, D. W. – D'Agostino, A. – Gillespie, R. H. (1992): Outcrop gamma-ray logging to improve understanding of subsurface well log correlations. – In: Hurst, A. – Griffiths, C. M. – Worthington, P. F. (eds): *Geological application of wireline logs* (2nd Ed). Special Publication – Geological Society of London, 65, 3–19.
- Speer, J. A. (1980): Zircon. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* – Mineralogical Society of America, 5, 67–112.
- Svensen, J. B. – Hartley, N. R. (2001): Comparison between outcropspectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterisation in continental sequences. – *Marine and Petroleum Geology*, 18, 65–670.
- Šimíček, D. – Bábek, O. – Leichmann, J. (2012): Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: Separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo-Silesian basin, Czech Republic. – *Sedimentary Geology*, 261–262, 50–64.
- Tucker, M. E. (2003): *Sedimentary Rocks in the Field*, 3rd Edition: The Geological Field Guide Series. – John Wiley&Sons Limited. 234 pp. New York.
- Unrug, R. (1968): Kordyliera Śląska jako obszar Źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty zachodnie). – *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38, 81–164.
- Van Wagoner, J. C. – Mitchum, R. M. – Campion, K. M. – Rahmanian, V. D. (1990): Siliciclastic sequence and stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. – *American Association of Petroleum Geologists - Methods in Exploration*, 7, 99 pp. Tulsa.

FLUIDNÍ INKLUZE A CHEMICKÉ SLOŽENÍ ANALCIMU Z LOKALITY ŘEPIŠTĚ (SLEZSKÁ JEDNOTKA, VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY)

Fluid inclusions and chemical composition of analcimes from Řepišťe site (Outer Western Carpathians)

Tomáš Urubek^{1,2}, Zdeněk Dolníček², Kamil Kropáč², Tomáš Lehotský²

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 386921@mail.muni.cz

² Katedra geologie PŘF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

(26-11 Frýdek-Místek)

Key words: Silesian Unit, analcime, chemical composition, fluid inclusions, teschenite

Abstract

Studied locality is situated in western part of the Silesian Unit of the Outer Western Carpathians. Analcime was found in magmatic rock of the teschenite association which was subject of extensive analcimization. The analcime crystals, filling the veins and cavities (amygdules, miaroles), have a size up to 5 mm and composite structure: a milky white core shows irregular shape, up to 1 mm in size, and a vitreous transparent rim showing euhedral crystals. The vitreous transparent analcime from veins forms either euhedral crystals or white-pink spherulitic aggregates (size up to 5 mm). Their composition is not close to stoichiometry, with the $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ mole ratios from 2.08 to 3.12. Increasing $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ molar ratios of analcimes are consistent with decreasing crystallization temperatures. Analcime contains abundant primary fluid inclusions, less secondary fluid inclusions. Fluid inclusions are one-phase (L-only) or two-phase (L+V) with essentially constant liquid-vapour ratios (gaseous phase takes ca. 10 vol. %). The homogenization temperatures of two-phase inclusions range between 122 and 180 °C (analcime from veins) and between 219 and 295 °C (analcime from cavities - amygdules, miaroles). Inclusions freeze at temperatures of -38 to -49 °C. The last ice melts at temperatures between -0.6 and -3.7 °C. The eutectic temperature was not possible to measure due to the small size of the inclusions. The hydrothermal analcime formed from fluids causing the pervasive post-magmatic hydrothermal alteration of the host magmatic rock. The parent fluids were low-salinity (0.7 to 3.2 wt. % NaCl equiv.) aqueous solutions that were progressively cooled during mineral precipitation. This mineral phase represents a transitional stage between the high-temperature and low-temperature stages of post-magmatic hydrothermal activity in the study area.

Úvod

Součástí slezského příkrovu, ve kterém dominují flyšové horniny Západních Karpat, jsou i magmatické horniny tzv. těšínitové asociace spodnokřídového stáří. Tyto vyvěřeliny jsou svým výskytem vázány na sedimenty svrchní části těšínsko-hradištského souvrství slezské jednotky, v němž vytvářejí ve formě drobných izolovaných těles ložní žíly, výjimečně žíly pravé (Hovorka – Spišiak 1988, Matýsek 1993). Horniny těšínitové asociace, spadající podle Dostala a Owena (1998) k vnitrodeskovým alkalickým bazaltům, jsou produktem subvulkanických intruzí a výlevů magmatu na mořské dno (Šmíd 1962). Výchozí minerální složení těchto hornin bylo v průběhu vývoje silně alterováno postmagmatickými procesy. Horniny tak v důsledku působení hydrotermálních roztoků vykazují zpravidla vysoký stupeň serpentinizace, chloritizace, silicifikace, karbonatizace a v neposlední řadě také zeolitizace primárních minerálů.

Významný a hojně rozšířený minerál těchto hornin je i analcim. Analcim se v daných horninách vyskytuje v rámci minerálních asociací vyplňujících pukliny a dutiny i jako horninotvorná minerální fáze zatlačující často alkalické živce a plagioklasy. Názor na vznik analcimu procházel dlouhým vývojem a ani v současné době není plně jednotný. Některými autory (např. Pearce 1993) je analcim v alkalických horninách označován za primární minerál vzniklý krystalizací magmatu bohatého těžkými složkami. Většina prací (např. Ferguson – Edgar 1978, Karlsoon – Clayton 1991) se přiklání k sekundárnímu

původu analcimu vznikajícího rozkladem leucitu za účasti fluid o nízké teplotě. V rámci hornin těšínitové asociace je analcim pokládán za produkt alterace bazických plagioklasů a nefelínu postmagmatickými fluidy (Šmíd 1962, Mandour 1982, Trundová 2004).

Z polské části flyšových Karpat byly Wlodykou a Kozłowskim (1997) studovány fluidní inkluze z analcimu, jež se podílí na minerální asociaci puklin a dutin těšínito-pikritických hornin. Z výsledků jejich studie vyplývá, že hydrotermální analcim se formoval z nízkosalinních vodných roztoků (0,5–4,5 hmot. % NaCl ekv.) o teplotě 100 až 195 °C (analcim z mandlí), resp. 110 až 220 °C (analcim ze žil), za sporadické účasti CO_2 a uhlovodíků (metan, etan).

Předkládaná studie si klade za cíl zhodnotit z chemického hlediska povahu fluid, z nichž krystalizoval analcim na dutinách a puklinách hornin těšínitové asociace lokality Řepišťe u Frýdku-Místku, porovnat zjištěné údaje s výsledky polských kolegů a nastínit genezi analcimu ve vztahu k procesu analcimizace hornin těšínitové asociace. Výzkum byl uskutečněn mimo jiné i v zájmu prohloubení znalostí o průběhu hydrotermálních procesů v rámci magmatických hornin slezské jednotky Vnějších Západních Karpat na našem území.

Metodika

Chemická analýza zeolitu byla provedena elektrovou mikrosondou CAMECA SX 100 na Pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy PŘF MU a ČGS

v Brně. Analýzy byly provedeny Mgr. P. Gadasem ve vlnové disperzním modu (WDX). Pro analyzovaný zeolit bylo použito urychlovací napětí 15 kV, proud 10 nA a průměr elektronového svazku 5 μm. Jako standardy byly použity syntetické fáze a dobře definované minerály. Vzorky pro mikrotermometrické studium fluidních inkluzí (štěpné úlomky kalcitu) byly studovány na zařízení Linkam THM-SG 600 na katedře geologie PřF UP v Olomouci. Přístroj byl kalibrován anorganickými standardy a syntetickými fluidními inkluzemi na teploty od -56,6 do 374,1 °C. Sali-nita fluid byla počítána podle Bodnara (1993).

Izotopové analýzy kyslíku a uhlíku byly provedeny v laboratoři ČGS v Praze na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 Mgr. I. Jačkovou a Ing. Z. Lněničkou. CO₂ byl z kalcitů uvolněn reakcí se 100% kyselinou fosforečnou za pokojové teploty. Výsledky jsou konvenčně vyjádřeny veličinou δ v promile (‰) odchylce od běžně používaných standardů (PDB, SMOW). Pro izotopické složení kyslíku a uhlíku může chyba stanovení činit ± 0,1 ‰.

Izotopické složení matečných fluid bylo vypočítáno pro naměřené Th fluidních inkluzí pomocí rovnic teplotní závislosti frakcionačního faktoru mezi kalcitem a vodou (O'Neil et al. 1969, Deines et al. 1974).

Stopové prvky byly analyzovány v laboratořích ACME ve Vancouveru v Kanadě metodami ICP-MS a ICP-AES. Pod binokulární lupou byly vybrány 2 g vzorku pro analýzu, který byl napráškovan v třecí achátové misce. Vzorky okolní horniny byly rozpráškovány v epicyklickém mlýnku z chromniklové oceli. Navážka pro stanovení těžkých kovů byla rozpuštěna za teploty 95 °C v lučavce královské a analyzována metodou atomové emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem. Ostatní prvky včetně prvků vzácných zemin (REE) byly analyzovány metodou hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem v navážce, která byla rozložena tavením s LiBO₂ a následně vyloužena ve zředěné (5%) HNO₃. Reprodukovatelnost výsledků je podle opakovaných analýz v rozmezí 5 až 10 rel. %.

Velikost Eu anomálie byla vypočítána podle vztahu $Eu/Eu^* = Eu_{CN}/\sqrt{(Sm_{CN} * Gd_{CN})}$, velikost Ce anomálie podle vztahu $Ce/Ce^* = Ce_{CN}/\sqrt{(La_{CN} * Pr_{CN})}$.

Výsledky

V roce 2011 byly na lokalitě Řepiště ze dvou dílčích lokalit odebrány vzorky těšínitu pro mineralogické studium miarol a reprezentativní vzorky krystalovaného analcimu z puklin. Obec Řepiště se nachází cca 3 km s. od Frýdku-Místku.

Řepiště 1

Jedná se o mohutný a souvislý odkryv těšínitu o délce 30 m a výšce 15 m v zářezu železniční tratě vedoucí z Frýdku-Místku do Ostravy. Lokalita leží asi 1,5 km jz. od kostela v Řepišti a 300 m v. od železničního mostu přes Ostravici. Těšínit zastížený v profilu je charakteristický výskytem makroskopicky nápadných černých sloupcovitých vyrostlic zejména amfibolu, méně potom pyroxenu ve světlé základní hmotě. Matrix horniny je budována zejména plagioklasy a analcimem. Z tmavých minerálů je v hornině přítomen

biotit. V hornině se místy vyskytují miaroly částečně vyplněné analcimem, sporadicky i kalcitem.

Řepiště 2

Lokalita se nachází v j. části obce Řepiště asi 100 m vsv. od soutoku Ostravice a bezejmenného pravostranného přítoku. Výchoz formující výrazný hřbet levého břehu potůčku je budován dvěma texturními typy hornin těšínitové asociace, které vykazují silné rozpukání. Podle Pauliše (2005) se jedná o mohutnou, až 15 m mocnou, ploše uloženou žílu analcimického těšínitu. Svrchní část přirozeného odkryvu reprezentuje hornina s jemnozrnnou strukturou zelenošedé barvy. Na bázi výchozu vykazují nezvětralé partie horniny zelenošedou barvu a mandlovcovou texturu. Tato partie je hojně protínána četnými žilkami hrubozrnného bílého kalcitu. Žilky se vyznačují pravidelným průběhem a malou mocností kolísající v rozsahu od 0,4 po 1,5 cm. Žilky vykazují dva převládající směry, a to SZ-JV (žilky s analcimem) a SV-JZ s úklonem k SV resp. SZ. Oba systémy, u nichž není možné stanovit vzájemný sukcesní vztah, jsou charakteristické stabilní velikostí sklonu kolem 60°.

Mineralogická charakteristika

Řepiště 1

Analcim zjištěný v miarole těšínitu nabývá velikosti do 3 mm. Starší partie zrna se vyznačuje xenomorfním omezením a zakalením do mléčné bílé barvy. Okrajový lem vrůstající do drobné dutiny (mladší partie) je bezbarvý a automorfně omezený.

Řepiště 2

Krystaly analcimu vyskytující se v asociaci s mladším kalcitem se podílejí na minerální paragenézi dvou morfologických typů postmagmatické mineralizace, a to na výplni mandlí a hydrotermálních žil. Po odleptání žilného kalcitu byly objeveny bezbarvé, skelně lesklé, ploché krystaly analcimu, narůstající přímo na okolní horninu.

V mandlích, dosahujících velikosti do 0,5 cm, jsou přítomny dvě generace analcimu. Starší generace, narůstající přímo na stěny dutin, je zastoupena bezbarvými, hypautomorfně omezenými zrny analcimu, v nichž jsou hojně přítomny minerální inkluze (chloritizovaný biotit, oxidy Fe a molybdenit – Dolníček et al. 2012). Mladší zrna analcimu narůstající na předchozí generaci jsou čirá, bez přítomnosti inkluzí výše zmíněných minerálů. Mandličky menších rozměrů jsou vyplněny pouze analcimem. Hornina v okolí mandliček je často zbarvena přítomností hematitu do červena a vytváří tak úzký lem o mocnosti do 2 mm.

Hydrotermální žilky často protínají geneticky starší mandle. Studium stavebních znaků žil umožnilo na výchozu vyčlenit dva texturní typy, a to izometrickou a vláknitou (syntektonickou) formu kalcitu. Žilky vyplněné izometrickými zrny kalcitu, z nichž některé obsahují i analcim, jsou v hornině čteněji zastoupeny. Jejich žilovina je charakteristická asymetrickým růstem hypautomorfně omezených zrn kalcitu o velikosti 2 až 4 mm, které jsou mírně protažené ve směru kolmém na průběh žil. Analcim

zde ve formě čirých, automorfně omezených zrn velikosti cca 5 mm sporadicky zastupuje nejstarší minerální fázi puklin orientovaných SZ–JV. V polarizačním mikroskopu vykazuje v XPL režimu slabou anizotropii, projevující se lamelováním (parketováním).

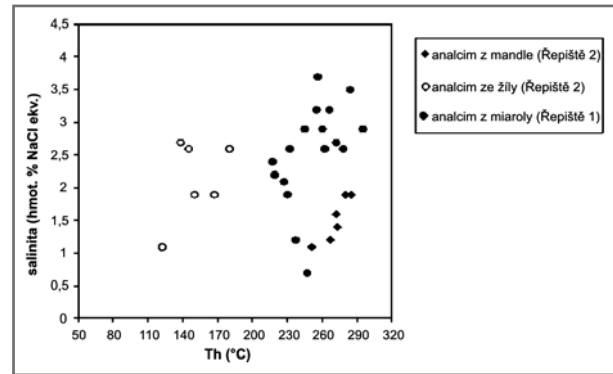
Fluidní inkluze

Velikost fluidních inkluzí ze vzorků analcimu, které byly odebrány z puklin a dutin zastupujících oba petrologické typy hornin těšínitové asociace, má poměrně konstantní hodnoty mezi 2 až 5 μm . Studované inkluze jsou převážně primární a mají pravidelné zaoblené tvary. Ve vzorcích se nacházejí v podobě malých prostorových skupin nebo byly zjištěny podél růstových rovin. V menší míře se vyskytující sekundární inkluze se prezentují jako ploché a velmi úzké skupiny vyhojící fraktury uvnitř krystalu a obecně mají menší velikosti (jen okolo 1,5 μm). Primární i sekundární inkluze jsou jednofázové (L – vodný roztok) či dvofázové (L + V), přičemž plynná fáze zaujímá za pokojové teploty konstantních cca 5–10 obj. %. Stálý poměr fází L a V v inkluzích ukazuje na zachycení homogenního fluida (jednofázové L-inkluze pak nejspíše reprezentují metastabilní systémy, v nichž ještě nedošlo

Tab. 1: Chemické složení analcimu (hmot. %) a vypočítané empirické vzorce (přepočteny na 6 atomů kyslíku). Legenda: 1, 2 – mladší analcim ze žíly; 3 – starší analcim ze žíly; 4, 5 – analcim z okraje miaroly; 6 – analcim z centra miaroly.

Tab. 1: Chemical composition of analcimes (wt. %) and calculated empirical formulae (based on 6 atoms of oxygen). Legend: 1, 2 – vein-forming analcime (younger); 3 – vein-forming analcime (older); 4, 5 – analcime from margin of miarole; 6 – analcime from centre of miarole.

localita	Řeřiště 2			Řeřiště 1		
	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	59,90	59,89	60,76	55,91	53,17	53,92
Al ₂ O ₃	19,93	19,78	19,48	22,45	25,18	24,50
FeO		0,02	0,01	0,01		0,01
MnO	0,02		0,02	0,01		
MgO				0,02	0,01	0,01
CaO	0,04		0,07	0,02	1,12	0,45
SrO	0,05		0,03		0,12	
BaO				0,02		
Na ₂ O	11,98	11,85	11,68	13,41	12,84	13,12
K ₂ O	0,02	0,04	0,03		0,16	0,15
suma	91,97	91,58	92,11	91,852	92,632	92,20
Si ⁴⁺	2,155	2,161	2,176	2,038	1,936	1,966
Al ³⁺	0,845	0,841	0,823	0,964	1,081	1,053
Fe ²⁺						
Mn ²⁺	0,001		0,001			
Mg ²⁺				0,001	0,001	
Ca ²⁺	0,001		0,003	0,001	0,044	0,018
Sr ²⁺	0,001		0,001		0,003	
Ba ²⁺						
K ²⁺	0,001	0,002	0,001		0,008	0,007
Na ⁺	0,835	0,829	0,811	0,948	0,907	0,928
suma	3,84	3,833	3,819	3,953	3,983	3,975
Si/Al	2,55	2,56	2,644	2,114	1,791	1,867
K ₂ O/Na ₂ O	0,002	0,003	0,002	0	0,013	0,011
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,01	3,03	3,12	2,49	2,11	2,20



Obr. 1: Výsledky mikrotermometrických měření fluidních inkluzí v analcimu.

Fig. 1: Results of fluid inclusion microthermometry in analcime.

ke vzniku plynné fáze). Z hlediska četnosti jsou oba typy inkluzí zastoupeny poměrně rovnoměrně.

Mikrotermometrické údaje všech studovaných vzorků nevykazují výraznou variabilitu. Teploty homogenizace (Th) na kapalinu se pohybují mezi 122–180 °C pro analcim z puklin a 219–295 °C pro analcim z miaroly a mandlí (obr. 1). Poměrně vysoká Th (až 295 °C) za daného stupně zaplnění inkluzí upozorňuje na možnou přítomnost CO₂ nebo nižších uhlovodíků, jejichž sporadické zastoupení je popsáno např. u inkluzí z analcimu z polské části Karpat (Wlodyka – Kozłowski 1997). K úplnému zmrznutí inkluzí (Tf) docházelo v oblasti teplot od -38 do -49 °C. Teplota tání posledního ledu (Tm) dosahovala hodnot od -0,6 do -3,7 °C, což odpovídá salinitě mezi 1,1 až 6,0% hmot. NaCl ekv. (Bodnar 1993) – (obr. 3). V případě jednofázových inkluzí obou genetických typů (P i S) byly po přehřátí a vzniku plynné fáze stanoveny alespoň kryometrické údaje: Tf = -42 °C, Tm = -0,5 až -1,6 °C (salinita = 0,9 až 2,7 hmot. NaCl ekv.).

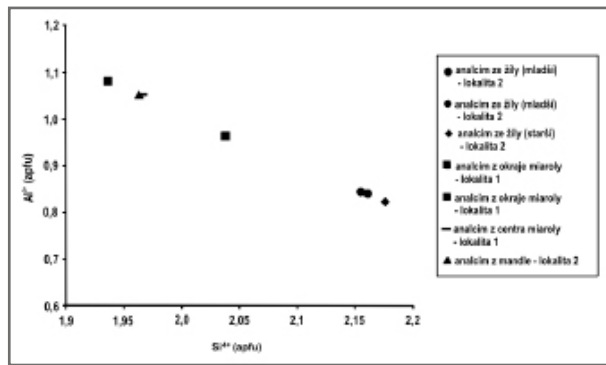
Z histogramu Th-Tm lze vypořadovat trend snižování teploty za současného snižování salinity fluid. Tento trend je pravděpodobně důsledkem míchání dvou typů fluid s rozdílnou teplotou i salinitou v hydrotermálním systému. Malé rozměry inkluzí neumožnily pozorovat teploty eutektika během kryometrického měření, nebylo tedy možné stanovit konkrétní chemické složení inkludovaných fluid.

Chemismus analcimu

Chemické analýzy analcimu jsou patrné z tabulky 1. Analýzy vykazují určité kolísání zejména u výměnných kationtů. Sumárně lze složení analcimu vyjádřit empirickým vzorcem: Na_{0,84-0,81} Al_{0,85-0,82} Si_{2,18-2,16} O_{6,00} (analcim ze žil), Na_{0,95-0,91} Al_{1,08-0,96} Si_{2,04-1,94} O_{6,00} (analcim z miaroly). Analcim narůstající na puklinách analcimického těšínitu ukazuje vyšší obsahy Si⁴⁺ a nižší obsahy Na⁺ než analcim z miarol v těšínitu. Analcim vyplňující mandle v analcimickém těšínitu vyniká oproti ostatním mírně vyšším obsahem Al³⁺ a mírně nižším obsahem Si⁴⁺ (obr. 2).

Diskuze

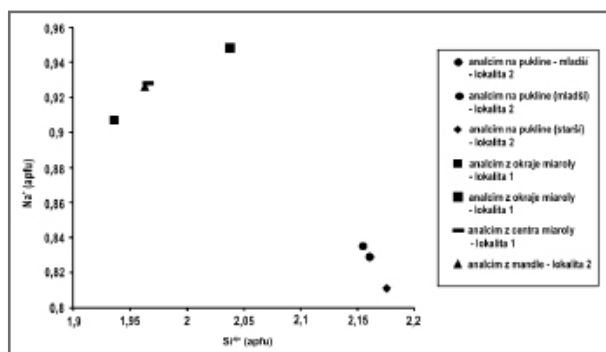
Analcim zastížený v dutinách a puklinách magmatických hornin vykazuje velmi nízký obsah železa (do 0,2 hmot. % FeO), což indikuje jeho hydrotermální



Obr. 2: Diagram Al vs. Si pro analcimy.
Fig. 2: Al vs. Si plot for analcimes.

původ (Toman 2009). Srovnáme-li charakter fluidních inkluzí uzavřených v analcimu s výsledky studia minerální paragenese a fluidních inkluzí hydrotermálních žil lokality Tichá (Dolníček et al. 2010a), můžeme říci, že analcím představuje přechodný stupeň mezi tzv. první (vysokoteplotní) a druhou (nízkoteplotní) fází hydrotermální aktivity v magmatitech studované oblasti. Na existenci horkých hydrotermálních roztoků v iniciální fázi hydrotermální aktivity upozorňuje i přítomnost molybdenitu uzavřeného v analcimu ze žíly (Dolníček et al. 2012). Analcím byl v porovnání s první fází hydrotermální aktivity (salinita = 47–57 hmot. % NaCl, Th = 390–510 °C) formován z fluid o výrazně nižší salinitě (1,1 až 6,0 hmot. % NaCl) i teplotě (122–180 °C – analcím ze žil; 219–295 °C – analcím z miaroly a mandlí).

Ze sukcesních vztahů různých morfologických forem analcimu lze vysledovat trend, kdy molární poměr SiO_2/Al_2O_3 v analcimu lineárně stoupá s poklesem teploty roztoku. Starší fáze analcimu ukazují nižší obsahy křemíku a vyšší zastoupení vápníku v krystalové struktuře (např. centrální partie analcimu z miaroly). Tato skutečnost je v souladu s chemickou povahou minerálů ze skupiny zeolitů, pro které je kolísavý obsah zejména vyměnitelných kationtů charakteristický. Toto vzájemné zastupování kationtů je důsledkem zachování podmínky elektroneutality ve struktuře minerálu zeolitové skupiny (Toman 2009). Substitucí vyměnitelných kationtů $[Na^+(Ca^{2+}) Al^{3+} \leftrightarrow Si^{4+}]$ lze vysvětlit i nelineární vztah mezi Na^+ a Si^{4+} (obr. 3). Podle Gibba a Hendersona (1978) reprezentují analcimy ochuzené o křemík a obohacené o vápník iniciální fázi tvorby zeolitu v hornině. Z této fáze se v procesu rekrystalizace

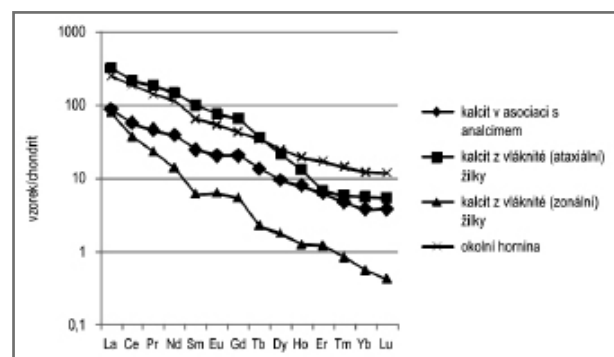


Obr. 3: Diagram Na vs. Si pro analcimy.
Fig. 3: Na vs. Si plot for analcimes.

působením roztoků o nižší teplotě formuje analcím obohacený o křemík a ochuzený o vápník. Tato zjištění jsou v souladu s teplotními údaji získanými studiem fluidních inkluzí za předpokladu následující sukcesní posloupnosti vzniku jednotlivých typů analcimu: analcím z miarol → analcím z mandlí → analcím z puklin.

V základní hmotě těšinitů je zastoupen kyselý plagioklas, K-živce a zeolity (Buriánek – Bubík 2012). Trundová (2004) pokládá primární plagioklasy v těchto horninách za bazické, z čehož lze vyvodit, že by stavební komponenty pro precipitaci analcimu mohly pocházet z alterovaného bazického plagioklasu. Nicméně ve výbrusech nebylo pozorováno zatlačování plagioklasu analcím, což ukazuje, že alterace plagioklasu nebyla řídicím faktorem pro formování analcimu. Sodík byl pravděpodobně v průběhu rané magmatické krystalizace akumulován ve zbytkové tavenině, jež posléze metasomaticky zatlačovala K-živce za vzniku albitu. Část této taveniny si zachovala teplotu pod solidem těšinitu a hromadila se v hornině v podobě „hnízd“ nebo migrovala podél puklin za tvorby žil o minerálním složení Na-plagioklas, alkalické živce, nefelin, atd. Na-bohaté primární fáze byly v další fázi vývoje horniny v důsledku zeolitizace nahrazeny zejména analcím a natrolitem (Wlodyka – Karwowski 2006). Alterace albitu přispěla k obohacení zbytkového roztoku o SiO_2 , který při reakci s nefelinem vedl ke vzniku analcimu: $(6NaAlSi_3O_8 (albit) + 2NaCl (z\ roztoku) = Na_8(AlSiO_4)_6Cl_2 (sodalit) + 12SiO_2 (do\ roztoku); NaAlSiO_4 (nefelin) + H_4SiO_4 (z\ roztoku) = NaAlSi_2O_6 (analcim) + H_2O (Fall\ et\ al.\ 2007)$. Tento model je podpořen laboratorní studií Karlssona a Claytona (1991), kteří vznik analcimu připisují alteraci primárního nefelinu nízkoteplotními roztoky obohacenými o CaO a SiO_2 .

Chondritem normalizované trendy prvků vzácných zemin (distribuce REE v kalcitech odpovídají distribuci REE v okolní hornině – obr. 4) stanovené v mladší kalcitové minerální fázi asociované s analcím, upozorňují na významnou interakci fluid s okolní horninou a nízký obsah REE-komplexujících ligandů v roztoku. Absence Ce a Eu anomálií (obr. 4) nenasvědčuje výkyvům Eh fluida (Bau 1991). Hodnoty $\delta^{18}O$ roztoku (+3,5 až



Obr. 4: Distribuce prvků vzácných zemin v kalcitu, který se vyskytuje v žilovině v asociaci s analcím a okolní magmatické hornině. Normalizace chondritem podle Anderse a Grevesseho (1989).

Fig. 4: Distributions of REE in vein calcite associated with analcime and in host magmatic rock. Normalized by chondrite according to Anders and Grevesse (1989).

+6,9 ‰ SMOW), nízká salinita fluidních inkluzí (1,1 až 6 hmot. % NaCl ekv.) i trendy vycházející z diagramu Th-salinita ukazují na míšení pozdně magmatických vod (zvýšené salinity v případě analcimu z miarol) s nízkosalinní diagenetickou vodou. Role vod uvolněných po krystalizaci magmatu hostitelské horniny však byla patrně velmi malá. Diagenetická voda, reprezentující dominantní složku mateřského fluida, byla zřejmě derivována při dehydrataci jílových minerálů v důsledku teplotní alterace jílovců těšínsko-hradištského souvrství intrudujícím těšínitem (Dolníček et al. 2010b).

Závěr

Studovaný analcim z dutin a puklin porušujících horniny těšínitové asociace (těšínit, analcimický těšínit)

je hydrotermálního původu. Mateřská postmagmatická fluida způsobující rozsáhlou alteraci hornin byla generována tepelnou alterací jílových minerálů při průniku intruze do zvodněných okolních sedimentů. Hydrotermální roztok o nízké salinitě (1,1 až 6,0 hmot. % NaCl ekv.) byl v průběhu precipitace analcimu progresivně ochlazován (Th = 219–295 °C – analcim z výplně dutin, 122–281 °C – analcim ze žil). Stavební komponenty analcimu byly získány zejména rozpadem nefelinu. Z výsledků studia je zřejmé, že analcim z miarol v těšínitě představuje nejstarší fázi krystalizace analcimu, zatímco analcim z žil vyplňujících pukliny analcimického těšínitě reprezentuje nejmladší analcim. Analcim představuje přechodný stupeň mezi tzv. první a druhou fází hydrotermální aktivity v magmatitech studované oblasti.

Literatura

- Anders, E. – Grevesse, N. (1989): Abundances of the elements: meteoritic and solar. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197–214.
- Bau, M. (1991): Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. – *Chemical Geology*, 93, 219–230.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 683–684.
- Buriánek, D. – Bubík, M. (2012): Horniny těšínitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – *Acta Musei Moraviae, Scientia Geologica*, 1, 89–111.
- Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Uher, P. – Polách, M. (2010a): Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – *Chemie der Erde*, 70, 267–282.
- Dolníček, Z. – Urubek, T. – Kropáč, K. (2010b): Post-magmatic hydrothermal mineralization associated with Cretaceous pyrite, Outer Western Carpathians, Czech Republic: interaction between host rock and externally derived fluid. – *Geologica Carpathica*, 4, 327–339.
- Dolníček, Z. – Urubek, T. – Kropáč, K. – Lehotský, T. (2012): Molybdenit z mandlovcového těšínitě z Řepišť u Paskova. – *Minerál*, 20, 6, 495–497.
- Dostal, J. – Owen, J. V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – *Geologische Rundschau* 87, 67–77.
- Fall, A. – Bodnar, R. J. – Szabó, Cs., Pál-Molnár, E. (2007): Fluid evolution in the nepheline syenites of the Ditrău Alkaline Massif, Transylvania, Romania. – *Lithos* 95, 331–345.
- Ferguson, L. J. – Edgar, A. D. (1978): The petrogenesis and origin of the analcime in the volcanic rocks of the Crownsnest Formation, Alberta. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1, 69–77.
- Gibb, F. G. F. – Henderson, C. M. B. (1978): The petrology of the Dippin sill, Isle of Arran. – *Scottish Journal of Geology*, 14, 1–27.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. – *Slovenská akadémia vied*. Bratislava.
- Karlsson H. R. – Clayton, R. N. (1991) Analcime phenocrysts in igneous rocks: primary or secondary? – *American Mineralogist*, 76, 189–199.
- Mandour, M. A. (1982): Geochemická a mineralogická studie hornin těšínitové asociace v podbeskydské oblasti ČSSR. – MS, diplomová práce, HGF VŠB. Ostrava.
- Matýšek, D. (1993): Kontaktní metamorfóza spojená s intruzí hornin těšínitové asociace na lokalitě Krmelín. – *Acta Musei Moraviae, Scientia Naturale*, 77, 29–39.
- Pauliš, P. (2005): Nejzajímavější mineralogické lokality Moravy a Slezska II. – *Kuttna, Kutná hora*, 128–129 pp.
- Pearce, T. H. (1993): Analcime phenocrysts in igneous rocks; primary or secondary? – discussion. – *American Mineralogist*, 78, 1–2, 225–229.
- Šmíd, B. (1962): Přehled geologie a petrografie hornin těšínitové asociace na severním úpatí Beskyd. – *Geologické práce*, 63, Bratislava.
- Trundová, A. (2004): Petrologie těšínitů z vybraných lokalit v Moravskoslezských Beskydech. – MS, diplomová práce, PŘF MU Brno.
- Toman, J. (2009): Železo v přírodních zeolitech. – MS, bakalářská práce, PŘF MU Brno.
- Wlodyka, R. – Kozłowski, A. (1997): Fluid inclusions in hydrothermal analcimes from the rocks of the Cieszyn magma province (Poland). – *ECROFI XIV Symp.*, 350–351.
- Wlodyka, R. – Karwowski, L. (2006): Perovskite from the Międzyrzecze sill near Bielsko-Biała in the Polish Carpathians (the type area of the teschenite association). – *Archiwum Mineralogiczne*, 53, 1–2, 109–131.

MOCNOST SVRCHNÍCH HRUŠOVSKÝCH VRSTEV (NAMUR) V ČESKÉ ČÁSTI HORNOSLEZSKÉ PÁNVE

Thickness of the Upper Hrušov Member (Namurian) in the Czech part of the Upper Silesian Basin

Luboš Beneš¹, Jakub Jirásek¹, Lada Hýlová², Martin Sivek¹

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

² Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc

(15-41 Hlučín, 15-42 Bohumín, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek Místek)

Key words: Mississippian, Ostrava Formation, thickness, computer modelling

Abstract

Map of the thickness of the Upper Hrušov Member (Namurian, Mississippian) was made. It is based on exploratory boreholes information from the Czech part of the Upper Silesian Basin. The thickness varies from 18.69 m up to 669.49 m. Highest values are situated in a NE-SW trending zone west of the Orlová Structure in the northern part of the Příbor area and in the western part of the Ostrava area. Total thickness of the Upper Hrušov Member is decreasing to the east and shows evident west-east polarity. Western part of the post-erosive area of the Upper Hrušov Member represents the axis of maximum subsidence of the basin in times of sedimentation. The zone of reduced thickness is the original eastern part of the basin. Western part of the basin is not preserved due to the post-Carboniferous erosion.

Úvod

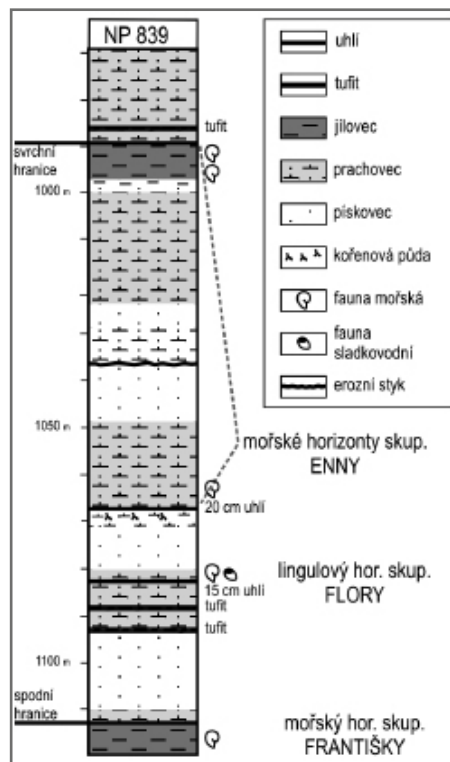
Hornoslezská pánev je v současnosti velikostí těžby nejvýznamnější černouhelná evropská pánev. Je geopoliticky rozdělena na polskou a českou část. Na území našeho státu se nachází jen menší část její plochy, ve které dominují sedimenty paralického ostravského souvrství. Hrušovské vrstvy představují jednu z jeho čtyř litostratigrafických jednotek. Tato práce publikuje část výsledků diplomové práce Beneše (2011), které se týkají svrchní části hrušovských vrstev v české části pánve. Je součástí širší snahy kolektivu oddělení nerostných surovin a geoinformatiky na HGF VŠB-TU Ostrava o moderní revizi jednotek ostravského souvrství v hornoslezské pánvi.

Geologická charakteristika jednotky

Paralické sedimenty ostravského souvrství hornoslezské pánve představují pokryv epivariské platformy. Jedná se o denudační zbytek původně rozsáhlejší výplně pánve (Dopita – Kumpera 1993). Toto souvrství se stratigraficky řadí ke spodnímu namuru. Z hlediska litologického je vrstevní sled spodního namuru české části hornoslezské pánve (dále jen ČHP) velmi pestrý. Velká variabilita sedimentačních prostředí, od mořského přes různé typy přechodného až po převládající čistě terigenní, je pro tyto sedimenty typická. Ve vrstevním sledu nacházíme také projevy vzdálené vulkanické činnosti (tonsteiny a brousky). Ostravské souvrství se ve srovnání s podložními sledy kulmské facie vyznačuje typickým cyklickým střídáním sedimentů. V období spodního namuru lze sedimentační prostor hornoslezské pánve charakterizovat jako rozsáhlou, dlouhodobě klesající přímořskou akumulaci plošinu, v níž se uplatňovala rozdílná vertikální i horizontální sedimentační prostředí s rozdílnou dynamikou (Kędzior et al. 2007). Ostravské souvrství dělíme na čtyři litostratigrafické

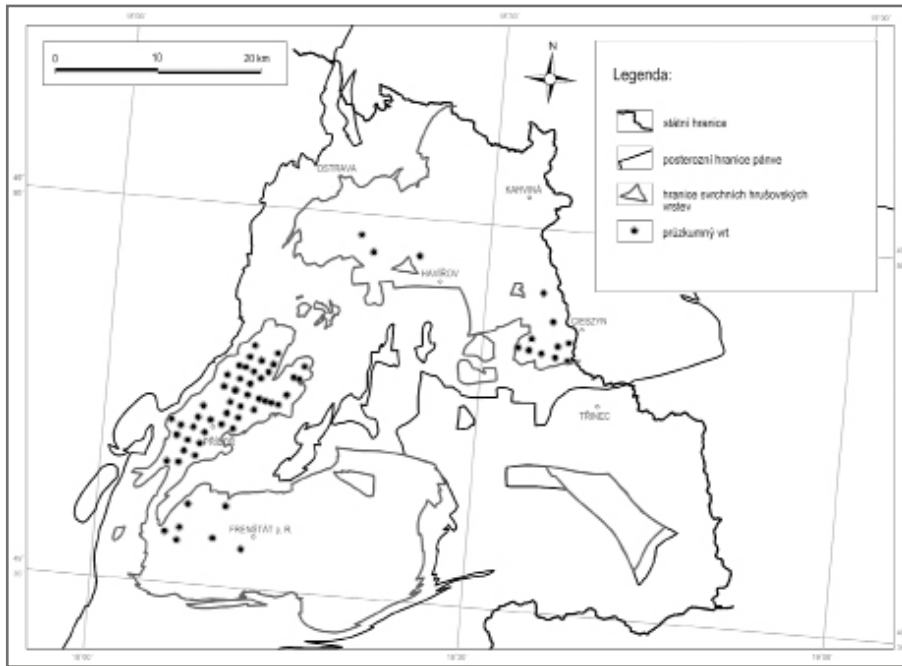
členy: petřkovické, hrušovské, jaklovecké a porubské vrstvy (Židková et al. 1997).

Hrušovské vrstvy byly poprvé pojmenovány Gaeblerem (1909) podle obce Hrušov (dnes



Obr. 1: Idealizovaný výřez profilu vrtu NP 839 zachycující vývoj svrchních hrušovských vrstev v mořkovské části pánve s příkladem jejich vymezení.

Fig. 1: Idealized part of the NP 839 borehole profile containing development of the Upper Hrušov Member in the Mořkov part of the basin with example of units' delimitation.



Obr. 2: Situace průzkumných vrtů použitých v práci.
Fig. 2: Situation of the exploratory boreholes used in this work.

součástí Ostravy). Historii jejich vymezení popisují Kandarachevová et al. (2009) a Sivek et al. (2011). Báze hrušovských vrstev je reprezentována svrchní plochou hlavního ostravského brousku, nejvýznamnějšího tufogenního horizontu hornoslezské pánve (Jirásek et al. 2013). Strop je tvořen svrchní plochou skupiny faunistických horizontů Enny. Hrušovské vrstvy bývají rozdělovány na spodní a svrchní. Hranice mezi nimi je vedena ve stropu skupiny faunistických horizontů Františky (obr. 1).

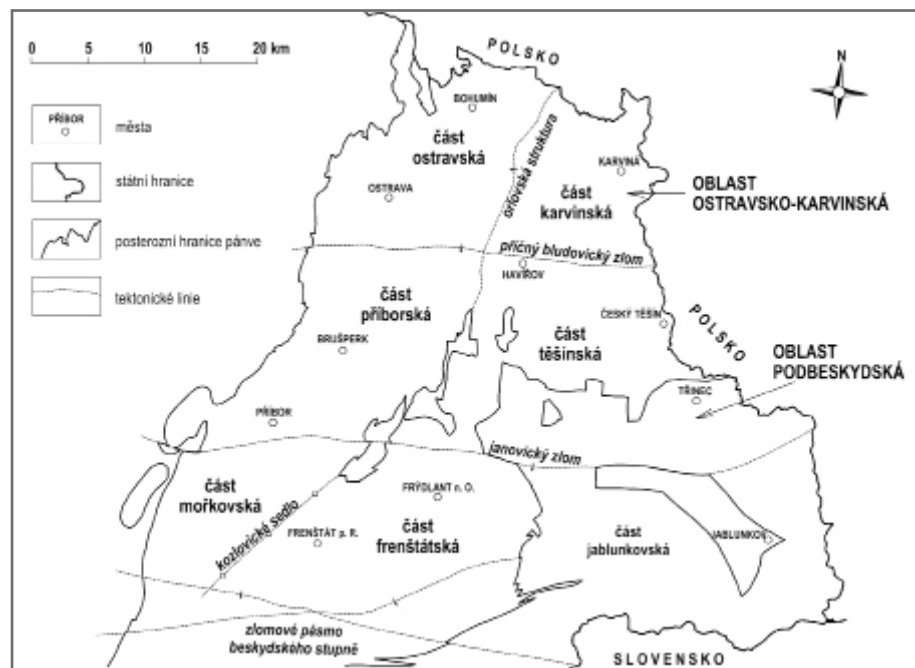
Metodika

Předmětem výzkumu byl vývoj svrchních hrušovských vrstev v ČHP. Severní a východní hranice je tvořena státní hranicí s Polskem, západní omezení je erozivní. Izolovaný výskyt v tzv. jablunkovském příkopu není hodnocen z důvodu nízkého stupně prozkoumanosti, stejně jako plocha j. od zlomového pásma beskydského stupně.

Počítačové modely byly vytvořeny na základě profilů průzkumných vrtů, které pocházejí z období od roku 1946 do roku 2000. Při interpretaci a použití výsledků je třeba mít na paměti, že v tak rozsáhlém časovém období docházelo k intenzivním změnám v oblastech technologie vrtání a sběru,

zpracování a následného vyhodnocení dat, což může mít vliv na výsledky práce. K dispozici jsme měli 65 profilů průzkumných vrtů, které obsahovaly profil sledovanou částí hrušovských vrstev (obr. 2). Seznam použitých vrtů uvádí Beneš (2011). Všechny vrtly byly jednotlivě posouzeny. Nepravé mocnosti byly přepočteny na pravé v intervalech s konkrétním známým úklonem. Rozmístění vrtů v ploše výskytu svrchních hrušovských vrstev má značný vliv na charakter výstupů této zprávy. Práce neobsahuje údaje z důlních děl ani z důlních vrtů, takže nezachycuje detailní situaci zejména v oblasti dobývacích prostorů v ostravské dílčí části pánve.

Určení obou hranic svrchních hrušovských vrstev je problematické. Jak jsme již uvedli, jejich báze je formálně kladena do svrchní vrstevní plochy skupiny faunistických horizontů Františky (XII), strop do svrchní vrstevní plochy skupiny faunistických horizontů Enny (XVI). Při určování hranice v ČHP existují dvě alternativy: buď svrchní vrstevní plochu mořského patra položit do místa výskytu první (resp. poslední) průkazné mořské fauny (Havlena 1964), nebo ji klást v souladu s litologickým charakterem „těsně“ nad poslední nález zkamenělin dané skupiny faunistic-



Obr. 3: Územní členění české části hornoslezské pánve. Podle Sivek et al. (2003), upraveno.
Fig. 3: Regional division of the Czech part of the Upper Silesian Basin. According to Sivek et al. (2003), modified.

kých horizontů. V této práci jsme se přiklonili ke druhé z možností.

Pro tvorbu topografického a geologického podkladu grafických výstupů byly použity již dříve vytvořené digitální podklady, v nichž byly provedeny drobné úpravy s ohledem na téma práce. Grafické výstupy byly vytvořeny v softwarovém prostředí produktu InRoads a Microstation V8i firmy Bentley Systems, Inc. Ve vnitřní části modelu mocnosti byla použita metoda interpolace mezi známými dokumentačními body, mezi posledními známými body a hranicí post-erozního výskytu svrchních hrušovských vrstev, v ČHP pak extrapolace. V plochách bez známých hodnot přiléhajících k extrapolovaným hodnotám mají modely charakter odborného odhadu.

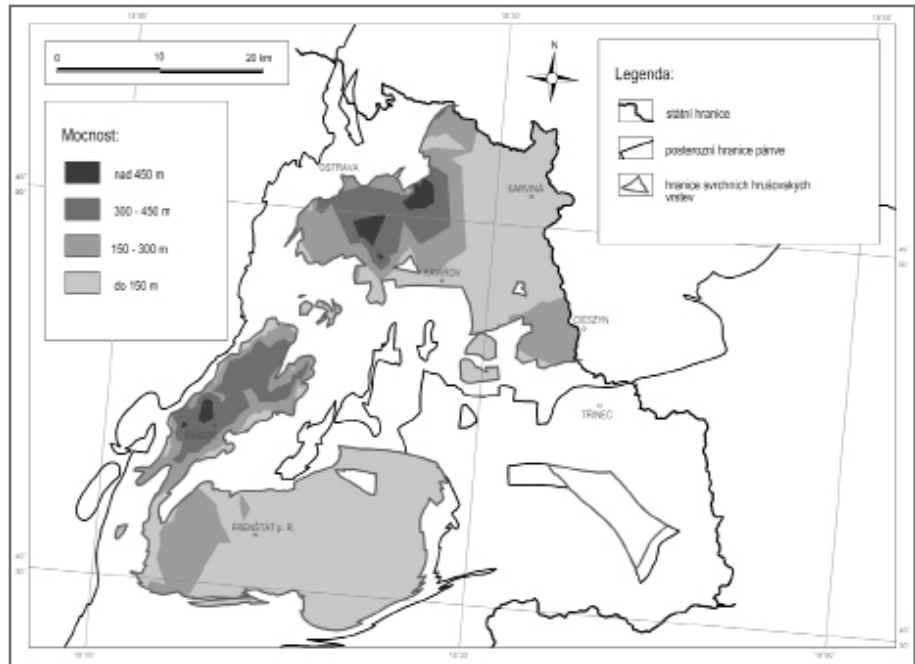
V textu je použito číslování slojí z české části hornoslezské pánve (Dopita 1959). Uvádíme regionální chronostratigrafické jednotky užívané pro členění svrchního karbonu v západní a střední Evropě. Územní členění české části hornoslezské pánve používané v textu je na obrázku 3.

Mocnost svrchních hrušovských vrstev

Mocnost svrchních hrušovských vrstev (obr. 4) se v ČHP pohybuje v rozmezí od 18,69 m do 669,49 m. Nejvyšších mocností dosahují spodní hrušovské vrstvy v pásmu o směru SV–JZ na západ od orlovské struktury na západě ostravské části pánve (zde dosahují výše uvedeného maxima) a v severním úseku příborské části pánve (největší mocnost zde byla 572,3 m). Naproti tomu nejnižší hodnoty jsou ve frenštátské a karvinské části pánve (územní členění ČHP viz obr. 2). Uvedená pásma maximálních a minimálních mocností mají protažení SV–JZ.

Diskuze a závěr

Celková mocnost svrchních hrušovských vrstev se snižuje směrem od z. k v. a má zjevnou sv.–jz. polaritu.



Obr. 4: Mocnost svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve.

Fig. 4: Thickness of the Upper Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.

Mocnost vrstevní jednotky na západě ČHP dosahuje hodnoty nad 500 m především v ostravské a příborské části. Jihovýchodním směrem dochází v celé ČHP k rychlé redukci mocnosti na méně než 150 m. Tyto trendy lze pozorovat ve všech vrstevních jednotkách ostravského souvrství (Žídková et al. 1997, Ševčík 1989, Hýlová et al. 2013). Domníváme se, že obdobně jako u spodních hrušovských vrstev (Vebr et al. 2012) probíhala v západní části post-erozního výskytu svrchních hrušovských vrstev v době jejich sedimentace oblast maximální subsidence podloží pánve. Oblasti redukovaných mocností jsou východním křídlem pánve, zatímco západní křídlo se z důvodů post-karbonské eroze nedochovalo.

Analýza mocnosti hrušovských vrstev v celé hornoslezské pánvi je však komplikována několika skutečnostmi. Problematické je zejména značně nerovnoměrné poznání hrušovských vrstev v obou částech pánve a nejednoznačná korelace s florowskými vrstevy (faciálním vývojem), popsány Doktorowiczem-Hrebničkým (1935) v sv. a v části pánve v Polsku.

Poděkování

Příprava článku byla podpořena projektem SP2012/24.

Literatura

- Beneš, L. (2011): Některé otázky geologického vývoje svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve. – MS, diplomová práce, Hornicko-geologická fakulta VŠB-TU Ostrava.
- Doktorowicz-Hrebniński, S. (1935): Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego 1 : 25 000. Arkusz Grodziec: objaśnienie. – Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dopita, M. (1959): Jednotný způsob označení uhelných slojí v ostravsko-karvinském revíru. – MS, Sdružení OKD, Ostrava.
- Dopita, M. – Kumpera, O. (1993): Geology of the Ostrava-Karviná coalfield, Upper Silesian Basin, Czech Republic, and its influence on mining. – *International Journal of Coal Geology*, 23, 1–4, 291–321.
- Gaebler, C. (1909): Das oberschlesische Steinkohlenbecken. – Gebrüder Böhm, Kattowitz.
- Havlena, V. (1964): Geologie uhelných ložisek, díl 2. – Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Hýlová, L. – Jureczka, J. – Jirásek, J. – Sivek, M. – Hotárková, J. (2013): The Petřkovice Member (Ostrava Formation, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). – *International Journal of Coal Geology*, 106, 11–24.
- Jirásek, J. – Hýlová, L. – Sivek, M. – Jureczka, J. – Martínek, K. – Sýkorová, I. – Schmitz, M. (2013): The Main Ostrava Whetstone: composition, sedimentary processes, palaeogeography and geochronology of a major Mississippian volcanoclastic unit of the Upper Silesian Basin (Poland and Czech Republic). – *International Journal of Earth Sciences*, 102, 989–1006.
- Kandarachevová, J. – Hýlová, L. – Dopita, M. – Jirásek, J. – Sivek, M. (2009): Počátky litostratigrafického členění české části hornoslezské pánve. – *Documenta Geonica, Ústav Geoniky AVČR*, 83–90. Ostrava.
- Kędzior, A. – Gradziński, R. – Doktor, M. – Gmur, D. (2007): Sedimentary history of a Mississippian to Pennsylvanian coal-bearing succession: an example from the Upper Silesia Coal Basin, Poland. – *Geological Magazine*, 144, 3, 487–496.
- Sivek, M. – Dopita, M. – Krůl, M. – Čáslavský, M. – Jirásek, J. (2003): Atlas chemicko-technologických vlastností uhlí české části hornoslezské pánve. – Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Ostrava.
- Sivek, M. – Kandarachevová, J. – Jirásek, J. – Hýlová, L. – Dopita, M. (2011): Vývoj litostratigrafického členění české části hornoslezské pánve od roku 1928. – *Acta Musei Beskydensis*, 96, 3, 173–186.
- Ševčík, V. (1989): Současné poznatky o redukci mocnosti stratigrafických jednotek ostravského souvrství v československé a polské části hornoslezské černouhelné pánve. – *Uhlí*, 37, 3, 120–124.
- Vebr, L. – Jirásek, J. – Hýlová, L. – Sivek, M. (2012): Mocnost spodních hrušovských vrstev (namur) v české části hornoslezské pánve. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 1–2, 118–120.
- Žídková, S. – Krejčí, B. – Martinec, P. – Dopita, M. – Brieda, J. (1997): Ostravské souvrství. – In: Dopita, M. (ed.): *Geology of the Czech Part of the Upper Silesian Basin*, Ministerstvo životního prostředí České republiky, 43–87, Praha.

UHĽONOSNOST SVRCHNÍCH HRUŠOVSKÝCH VRSTEV (NAMUR) V ČESKÉ ČÁSTI HORNOSLEZSKÉ PÁNVE

Coal-bearing capacity of the Upper Hrušov Member (Namurian) in the Czech part of the Upper Silesian Basin

Luboš Beneš¹, Jakub Jirásek¹, Lada Hýlová², Martin Sivek¹

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

² Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc

(15-41 Hlučín, 15-42 Bohumín, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek Místek)

Key words: Mississippian, Ostrava Formation, coal-bearing capacity, computer modelling

Abstract

Maps of the coal-bearing capacity, number and total thickness of coal seams of the Upper Hrušov Member (Namurian, Mississippian) were made. They are based on exploratory boreholes' information from the Czech part of the Upper Silesian Basin. Absolute coal-bearing capacity varies from 0.00 % to 2.57 %, and their total thickness from 0.00 m to 9.43 m. All mentioned parameters reach their maximum in NNE–SSW trending zone west of the Orlová Structure. This situation supports the hypothesis, that preserved part of the Upper Hrušov Member could form the subsidence axis of the basin and its eastern part whereas the western part is not preserved due to post-Carboniferous erosion, similar as in the case of Lower Hrušov Member.

Úvod

V analýzách vývoje uhelných pánví představuje uhlonosnost běžně používaný parametr. Jeho význam je dvojitý. Jednak je to významný báňsko-technický parametr používaný v oblasti hodnocení uhelných ložisek, ve výpočtech uhelných zásob a klasifikacích báňských podmínek, jednak důležitý parametr pro zkoumání historie vývoje pánve a jejích paleogeografických poměrů. Uhlonosnost je možno vyjádřit několika způsoby. Jako:

1. součet uhelných poloh v metrech ve sledované části vrstevního sledu,
2. počet uhelných poloh ve sledované části vrstevního sledu,
3. poměr celkové mocnosti uhelných poloh (slojí) k celkové mocnosti vrstevního sledu v procentech ve sledované části vrstevního sledu.

Termínem uhlonosnost je zpravidla označován poslední z výše uvedených způsobů stanovení obsahu uhelné hmoty v sedimentech, který se rovněž používá k odhadu množství zásob v uhelných ložiscích s nízkým stupněm prozkoumanosti. První dva způsoby stanovení obsahu uhelné hmoty v sedimentech se používají více v sedimentologických aplikacích.

Protože uhelné polohy mohou mít v sedimentech různou mocnost, od lamin mocných několik milimetrů až po polohy uhlí několik desítek metrů mocné, je třeba u každého výpočtu uhlonosnosti stanovit tzv. mezní mocnost, což je minimální mocnost uhelných poloh, které jsou do výpočtu uhlonosnosti zahrnuty. Bez stanovení mezní mocnosti nemá informace o uhlonosnosti žádnou výpovědní schopnost a pro interpretace ani další aplikace se v podstatě nedá použít. Podle mezní mocnosti se při sledování uhlonosnosti stanovuje zpravidla absolutní (celková) uhlonosnost (U_A^{10}), což je uhlonosnost s mezní mocností 0,10 m a dále různé tzv. ložiskové uhlonosnosti.

Nejčastěji se používá ložisková uhlonosnost s mezní mocností 0,40 m (U_L^{40}), což byla po dlouhou dobu minimální mocnost evidovaných černouhelných slojí na území dnešní České republiky, případně ložisková uhlonosnost s mezní mocností 0,80 m (U_L^{80}), což byla častá minimální mocnost bilančních zásob černého uhlí. V původní práci Beneše (2011) byly pro každou uvedenou mezní mocnost stanoveny následující varianty (typy) uhlonosnosti:

1. uhlonosnost vyjádřená součtem uhelných poloh v metrech ve sledované části vrstevního sledu,
2. uhlonosnost vyjádřená poměrem celkové mocnosti uhelných poloh (slojí) k celkové mocnosti vrstevního sledu v procentech ve sledované části vrstevního sledu.

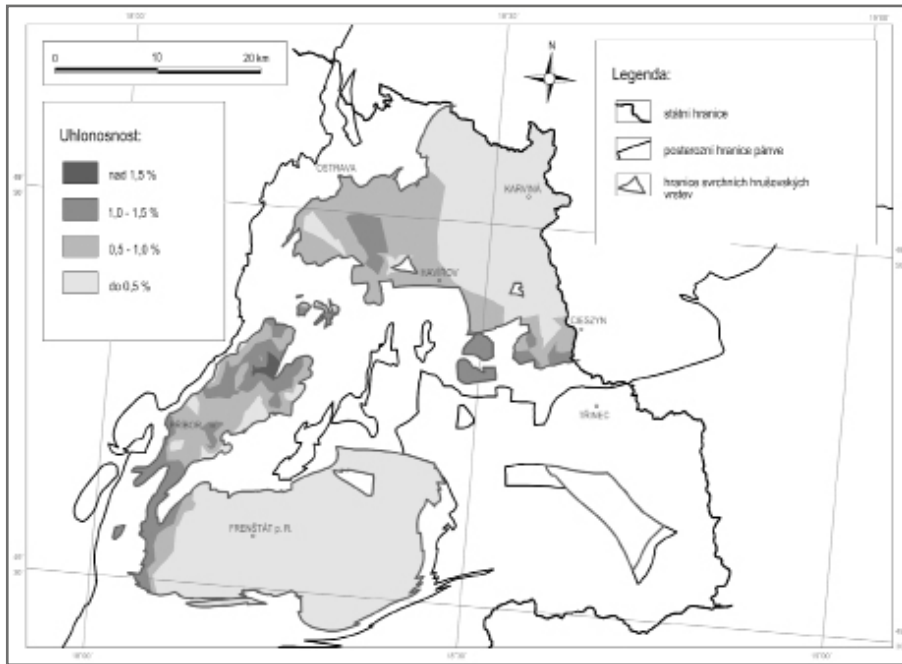
Bylo tedy sestaveno celkem šest modelů vývoje uhlonosnosti svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve (dále jen ČHP), které byly použity k interpretaci a formulaci výsledků výzkumu. Tuto zprávu o výzkumu doplňujeme třemi modely, na nichž dokumentujeme vývoj uhlonosné sedimentace v období vzniku svrchních hrušovských vrstev (obr. 1, 2, 3). Jde o modely uhlonosnosti a to pro mocnosti uhelných poloh větších než 0,10 m, 0,40 m a 0,80 m. Na zbylé modely odkazujeme v textu nebo používáme číselné hodnoty jejich výsledků.

Geologická charakteristika svrchních hrušovských vrstev

Geologická charakteristika české části hornoslezské pánve (dále jen ČHP), vývoje a stavby svrchních hrušovských vrstev, včetně jejich základní literatury jsou uvedeny v článku Beneše et al. (2013 – v tomto čísle).

Metodika

Základní metodika, datová základna a topografie pánve použité v této práci jsou podrobně popsány v článku Beneše et al. (2013 – v tomto čísle).



Obr. 1: Uhlonosnost U_A^{10} svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve.
 Fig. 1: Coal-bearing capacity U_A^{10} of the Upper Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.

Mapy různých typů uhlonosnosti vznikly na základě počítačových modelů, které byly vytvořeny vyhodnocením a zpracováním profilů povrchových průzkumných vrtů realizovaných převážně v období od roku 1946 do roku 2000. Seznam použitých vrtů uvádí Beneš (2011). V české části hornoslezské pánve ověřilo svrchní hrušovské vrstvy 160 vrtů z povrchu. Úplnou mocnost provrtalo 65 vrtů (40,6 %), zbývajících 95 vrtů (59,4 %) jsou vrty neúplné, které ověřily pouze část mocnosti této vrstevní jednotky. Hodnoty parametrů potřebné k vytvoření modelů vývoje uhlonosnosti byly získány z geologické dokumentace ložiskových průzkumných vrtů. Jednalo se o nepravé mocnosti uhelných poloh, které byly přepočteny na pravé mocnosti podle hodnot úklonů uvedených v geologické dokumentaci vrtů. Do stanovení hodnot byla zahrnuta uhlí všech technologických typů i popelnatosti s výjimkou uhelných jílovců. Tyto do výpočtů nebyly zahrnuty.

Uhlonosnost svrchních hrušovských vrstev

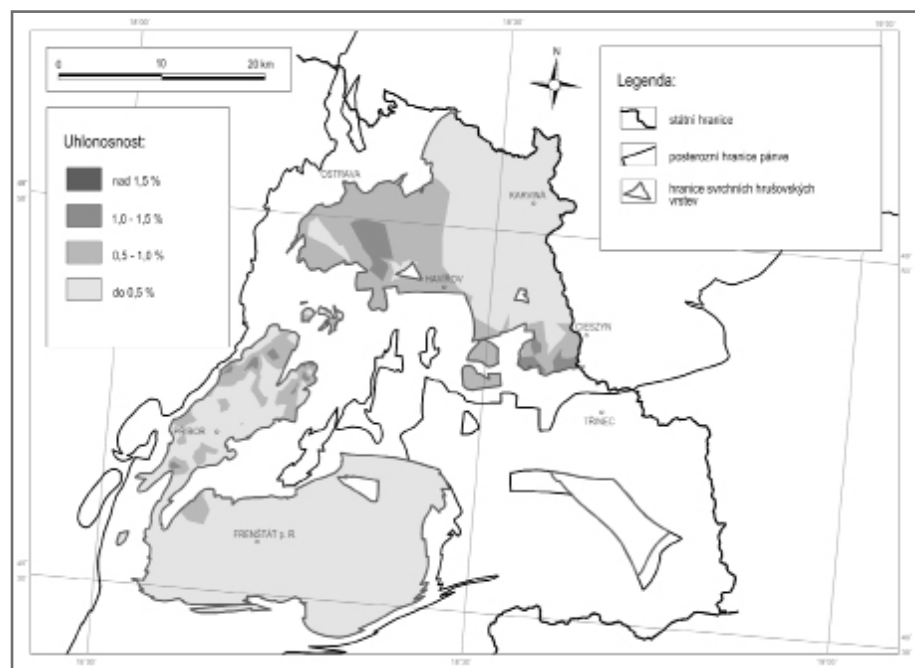
Vývoj uhlonosnosti svrchních hrušovských vrstev v ČHP vykazuje některé zákonitosti, které zapadají do sedimentologického vý-

voje této vrstevní jednotky. Pro jednotlivé mezní mocnosti lze hlavní trendy vývoje uhlonosnosti definovat následujícím způsobem.

Celková uhlonosnost U_A^{10} (obr. 1)

Celková mocnost uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,10 m má obdobný vývoj jako celková mocnost uhelných poloh ve svrchních hrušovských vrstvách, která se pohybuje v rozmezí hodnot od 0,00 m do 9,43 m. Pro plošný vývoj uhlonosnosti je typické, že v ČHP leží oblasti vyšších hodnot v pásmu protaženém ve směru SV–JZ, západně od orlovské struktury, případně ji jen mírně přesahují východním směrem (obr. 1).

Východ české části hornoslezské pánve má z hlediska uhlonosnosti opačný vývoj, pro který jsou charakteristické nízké až nulové hodnoty uhlonosnosti. Ty nacházíme na SV Karvinska, zejména však na Frenštátsku, kde pokrývají jeho převážnou část (až 80 %), s výjimkou dvou ostrůvků v jeho severní a severozápadní části. I v těch však celková mocnost uhelných poloh dosahuje velmi nízkých hodnot. Ve vývoji uhlonosnosti svrchních hrušovských vrstev se tak uplatňuje zřetelná východozápadní polarita. Vedle ní lze však rozlišit i polaritu



Obr. 2: Uhlonosnost U_L^{40} svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve.
 Fig. 2: Coal-bearing capacity U_L^{40} of the Upper Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.

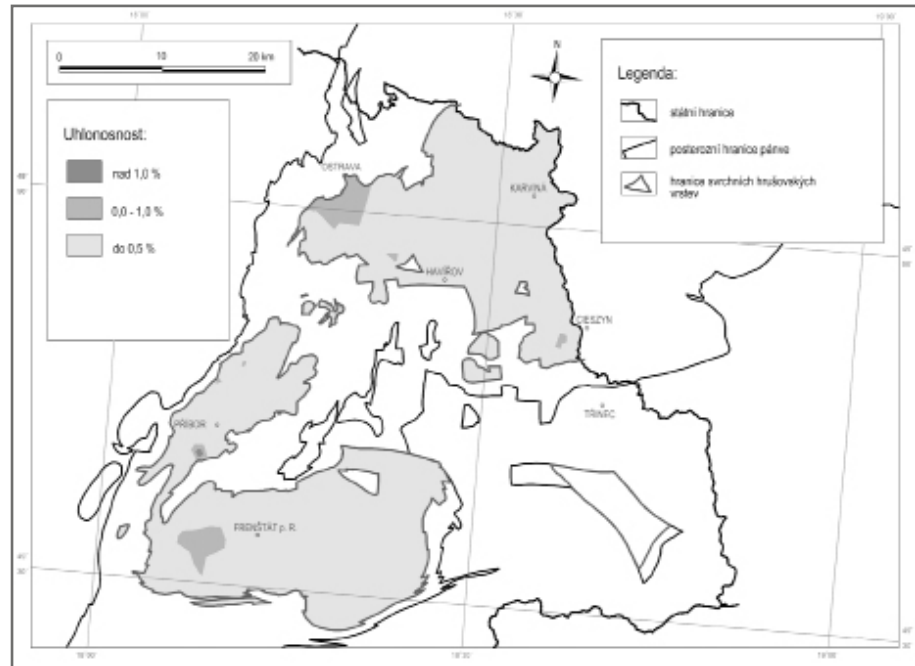
sj., která se projevuje podstatně větším zastoupením ploch s nulovou uhlonosností na J české části hornoslezské pánve. Příčinu tohoto jevu lze nepochybně hledat v redukci svrchních hrušovských vrstev východním směrem a částečně i směrem jižním, která je doprovázená nárůstem písčitosti a ústupem cyklické stavby uhlonosných sekvencí. Plochy vyšších hodnot uhlonosnosti mají zpravidla nepravidelný obrys. Lze to dobře pozorovat v mořkovské oblasti, kde prozkoumanost vrstevní jednotky vrty z povrchu je relativně vyšší, než je tomu v ostravsko-karvinské oblasti. Výsledky analýzy prostorového vývoje uhlonosnosti vyjádřené celkovou mocností uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,10 m doplňujeme procentuálními hodnotami uhlonosnosti o stejné mezní mocnosti uhelných poloh. Hodnoty tohoto parametru se pohybují od nuly do 2,57%. Jejich prostorová distribuce je obdobou analyzovaného vývoje uhlonosnosti vyjádřené celkovou mocností uhelných poloh.

Ložisková uhlonosnost U_L^{40} (obr. 2)

Celková mocnost uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,40 m se ve svrchních hrušovských vrstvách pohybuje v rozmezí hodnot od 0 m do 7,7 m. Obraz vývoje uhlonosnosti tohoto typu je obdobou vývoje uhlonosnosti vyjádřené celkovou mocností uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,10 m. Plošné rozsahy vyšších hodnot jsou však menší, naproti tomu došlo ke zvětšení ploch s nulovými nebo nízkými hodnotami tohoto typu uhlonosnosti. Tato změna je dobře patrná ze srovnání procentuálních hodnot uhlonosnosti. To jen dokumentuje skutečnost, že na uhlonosnosti svrchních hrušovských vrstev se více podílí sloje nízkých mocností.

Ložisková uhlonosnost U_L^{80} (obr. 3)

Celková mocnost uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,80 m se ve svrchních hrušovských vrstvách pohybuje v rozmezí hodnot od 0 m do 5,68 m. Obraz vývoje uhlonosnosti tohoto typu je obdobou vývoje uhlonosnosti vyjádřené celkovou mocností uhelných poloh o mocnosti vyšší než 0,10 m a 0,40 m, které jsme již popsali. Plošné rozsahy nulových hodnot se však dále zvětšily na úkor ploch s vyššími hodnotami uhlonosnosti. Tyto změny jsou patrné ze srovnání jednotlivých modelů (obr. 1, 2, 3), ale také z porovnání procentuálních hodnot uhlonosnosti. Jak jsme již uvedli, hodnoty tohoto parametru pro mezní mocnost 10 cm se pohybovaly v intervalu od nuly



Obr. 3: Uhlonosnost U_L^{80} svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve.

Fig. 3: Coal-bearing capacity U_L^{80} of the Upper Hrušov Member in the Czech part of the Upper Silesian Basin.

do 2,57%, pro mezní mocnost 0,40 m v intervalu od nuly do 1,97%, zatímco pro mezní mocnost 80 cm se hodnoty pohybují v intervalu od nuly do 2,57%. Tato hodnota je však extrémní a byla zaznamenána v jediném vrtu. Jako extrémní lze označit i hodnoty v intervalu 1,1–1,5%, které se v souboru vyskytují pouze ve dvou případech. V naprosté většině plochy vývoje svrchních hrušovských vrstev se hodnoty uhlonosnosti pohybují pod hodnotou 1%, přičemž na většině plochy je uhlonosnost vypočtená z výskytu slojí o mocnosti větší než 80 cm nulová. To svědčí o nízkém zastoupení slojí větších mocností, které se vyskytují pouze na západě post-erozivního výskytu svrchních hrušovských vrstev.

Diskuze

Ze srovnání modelů celkové mocnosti uhelných poloh a procentuální uhlonosnosti vyplývá, že si zachovávají obdobný charakter. Jsou pro ně charakteristické následující rysy:

1. nejvyšší hodnoty všech typů uhlonosnosti se nacházejí na západě plochy post-erozivního výskytu svrchních hrušovských vrstev,
2. oblast zvýšených hodnot uhlonosnosti je protažena ve směru SV–JZ a nachází se západně od orlovské struktury,
3. plochy zvýšených hodnot mají ostrůvkovitý charakter,
4. východním směrem se hodnoty uhlonosnosti rychle snižují, objevují se oblasti s velmi nízkými i nulovými hodnotami uhlonosnosti, které zejména u uhlonosnosti s vyššími mezními hodnotami mocnosti zvětšují svou plochu.

Popsané základní trendy vývoje uhlonosnosti svrchních hrušovských vrstev potvrzují správnost předchozích

výsledků vývoje uhlonosnosti této vrstevní jednotky, jak je publikovali Žídková et al. (1997), případně Ševčík (1989). Z hlediska sedimentologického vývoje svrchních hrušovských vrstev se tak potvrzuje předpoklad, že vývoj této jednotky probíhal v podmínkách, které nebyly vhodné pro rozvoj uhlonosné sedimentace. Nepochybně jde o etapu složitějšího vývoje pánve v období mezi dvěma významnými mořskými ingresemi v pánvi, která vedla ke vzniku skupiny faunistických horizontů Františky v jejím stratigrafickém podloží a skupiny faunistických horizontů Enny v jejich stropu. Z lokalizace vyšších hodnot uhlonosnosti na Z a nízkých hodnot tohoto parametru na V, i z celkového charakteru sedimentologického vývoje vrstevní jednotky, lze usuzovat, že zachovaná plocha vývoje svrchních hrušovských vrstev pravděpodobně odpovídá v křídle preerozivní pánve, zatímco z křídla pánve se z důvodů postkarbonské eroze nedochovalo.

Zjištěný vývoj uhlonosnosti svrchních hrušovských vrstev není nijak překvapivým zjištěním. Jde jen o potvrzení známých informací o báňských a technicko-ekonomických možnostech využití uhelných slojí této vrstevní jednotky. Sestavené modely vývoje uhlonosnosti prokazují, že sloje větších mocností se ve svrchních hrušovských vrstvách vyskytují ojediněle (jak vyplývá z jiných hodnocení, uhelné sloje mají také často zvýšené hodnoty popelnatosti). Ze srovnání s výsledky, které uvádí např. Žídková et al. (1997) i Ševčík (1989), patří svrchní hrušovské vrstvy k vrstevním jednotkám, jejichž uhlonosnost je z vrstevních jednotek hornoslezské pánve nejnižší. Příčiny tohoto vývoje je třeba nepochybně hledat v sedimentologickém vývoji vrstevní jednotky a v paleogeografických podmínkách panujících v hornoslezské pánvi v okolí hranice spodních a svrchních ostravského souvrství. Jejich poznání však bude vyžadovat ještě další podrobnější výzkum.

Závěr

Výzkum vývoje uhlonosnosti svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve zpřesnil naše představy o prostorovém vývoji uhelných slojí této vrstevní jednotky. Výsledky potvrdily již dříve známou skutečnost, že uhlonosnost svrchních hrušovských vrstev je velmi nízká, nejnižší ze všech vrstevních jednotek ostravského souvrství. Vyšší hodnoty uhlonosnosti se nacházejí v ploše z. od orlovské vrásky. Východním směrem uhlonosnost rychle klesá a objevují se plochy s velmi nízkou i nulovou uhlonosností. Maxima uhlonosnosti U_A^{10} a U_L^{40} se překrývají pouze v s. úseku příborské části pánve, naopak maximum uhlonosnosti U_L^{80} se nachází v oblasti jv. části ostravské aglomerace.

Tyto informace mají význam nejen pro poznání geologického vývoje paralické molasy hornoslezské pánve, ale jsou důležité i z báňského hlediska. V současné době se v ČHP uhelné sloje svrchních hrušovských vrstev s výjimkou dolu Paskov netěží a s ohledem na jejich výskyt není pravděpodobné, že by byly hornicky zpřístupněny. Studium vývoje této vrstevní jednotky je však nepochybně zajímavé z hlediska poznání podmínek vývoje paralické sedimentace v hornoslezské pánvi. Je však třeba poznamenat, že přesnější závěry o této etapě vývoje hornoslezské pánve by vyžadovaly vyhodnocení řady dalších parametrů a další studium s využitím nových metod výzkumů, pro které však často schází podrobnější geologická, zejména však hmotná dokumentace.

Sestavené modely uhlonosnosti přesto představují zajímavý příspěvek k dokreslení sedimentologických podmínek panujících v této etapě vývoje hornoslezské pánve. Nepochybně jde také o informace využitelné pro hodnocení možností báňského využití uhlonosných sekvencí ostravského souvrství v české části hornoslezské pánve.

Poděkování

Příprava článku byla podpořena projektem SP2012/24.

Literatura

- Beneš, L. – Jirásek, J. – Hýlová, L. – Sivek, M. (2013 – v tomto čísle): Mocnost svrchních hrušovských vrstev (namur) v české části hornoslezské pánve. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 20, 1–2, 112–115.
- Beneš, L. (2011): Některé otázky geologického vývoje svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve. – MS, diplomová práce. Hornicko-geologická fakulta VŠB-TU Ostrava.
- Ševčík, V. (1989): Uhlonosnost ostravského souvrství (namur A) v československé části hornoslezské černouhelné pánve. – OKD, 32–49, Ostrava.
- Žídková, S. – Krejčí, B. – Martinec, P. – Dopita, M. – Brieda, J. (1997): Ostravské souvrství. – In: Dopita, M. (ed.): Geology of the Czech Part of the Upper Silesian Basin, Ministerstvo životního prostředí České republiky, 43–87, Praha.

SROVNÁNÍ SUBVULKANICKÝCH ŽIL V BRNĚNSKÉM MASIVU A BOSKOVICKÉ BRÁZDĚ

Comparison of subvolcanic dykes in the Brno Massif and Boskovice Furrow

David Buriánek

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

(24-34 Ivančice)

Key words: Brno massif, Boskovice furrow, subvolcanic rocks, chemical composition, hydrothermal alteration

Abstract

Basic subvolcanic rocks in the Brno Massif and Boskovice Furrow can be classified as basalts, basaltic andesites, andesite, alkalic basalts and microdiorites. Rocks from both units show similar geochemical characteristics, which indicate post-collisional within-plate extensional geotectonic settings. Generally show subalkaline affinity and calc-alkaline character sometime with some tholeiitic signatures. Primary mineral assemblage of the studied rocks is affected by post-magmatic replacement (chloritization, carbonatization and albitization). Even some samples exhibit K, Rb, Ba depletion and Na enrichment as a consequence of hydrothermal alteration.

Úvod

Horniny brněnského masivu jsou proráženy celou řadou bazických žil, které bývají označovány jako bazalty (Němec 1995), mikrodiority a porfyrické mikrodiority (např. Gadas et al. 2007). Podle chemického složení je můžeme klasifikovat jako žilné ekvivalenty dioritů a gaber (Gregerová 1977, Němec 1995, Hanzl et al. 1995). Žíly vyplňují křehké pukliny v celém brněnském masivu. Na rozdíl od hornin ve svém okolí nejsou postiženy duktilní deformací a proto pravděpodobně vznikly až po ukončení hlavních variských orogenních pohybů. Prozatím existují jen tři radiometrická datování, jejichž výsledky nejsou stejné.

Porfyrické mikrodiority od Blanska a Lhoty Rapotiny byly na základě radiometrického datování K/Ar metodou označeny za karbonské (309 mil. a 324 mil. let, Šmejkal 1964). Naproti tomu stáří zjištěné K/Ar metodou řadí žílu bazaltu z lomu v Želešicích do spodního siluru (434 ± 8 mil. let, Přichystal 1999). Rozdíly ve stáří bazických žil, které mají z geologického hlediska velmi podobné postavení, jsou podezřelé. Zmíněná datování mohou naznačovat polyfázovou intruzi bazických žil v různých stadiích vývoje variského orogénu. Nemůžeme však také vyloučit, že zvolená metoda nebyla pro daný typ horniny vhodná. Bazické horniny ve studované oblasti totiž většinou nesou známky slabé metamorfozy ve facii prehnit-pumpellyitové (Buriánek 2010).

Petrograficky podobné žíly bazických hornin se také vyskytují v boskovické brázdě. Proráží zde permské sedimenty, a proto musí být jejich stáří permské nebo dokonce mladší. V boskovické brázdě byly bazalty popsány v okolí Budkovic, Oslavan a také Předního Arnoštova (Přichystal 1993). Většinou se jedná o žíly s mocností maximálně několik metrů, které vyplňují křehké trhliny v pískovcích a prachovcích. Stejně jako v brněnském masivu, tak i zde

nesou žilné horniny známky intenzivních sekundárních přeměn (Kratinová 2007).

Výskyt petrograficky podobných žil postižených stejnými sekundárními alteracemi v boskovické brázdě a brněnském masivu naznačuje, že by se mohlo jednat o produkt jedné magmatické (vulkanické) události. Srovnání žilných bazických hornin z obou geologických jednotek by tedy mohlo pomoci při určení jejich stáří a geneze.

Metodika

Všechny studované lokality se nachází z. a jz. od Brna. Pro studium bylo použito 9 výbrusů, které byly zčásti zapůjčeny z depozitářů ČGS a MZM (4 vzorky).

Analýzy minerálů 3 studovaných výbrusů (Oslavany, d. b. BB564; Popůvky, d. b. BB088; Omice, d. b. BB202) byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX100 v Brně (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PŘF MU a České geologické služby) ve vlnově disperzním módu. Analýzy minerálů byly provedeny při urychlovacím napětí 15 kV, proudy svazku 10 nA (amfibol, živce, slídy, atd.). Hlavní prvky byly načítány 10–20 s. Chlority byly přepočteny na 28 kyslíků a živce na 8 kyslíků. Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace Leake et al. (1997) a trojmocné železo bylo počítáno metodou 13eCNK (Schumacher, 1996). Empirické vzorce minerálů epidotové skupiny, pumpellyitu a prehnitu jsou přepočteny na 12,5 aniontu. Empirické vzorce ilmenitu byly přepočteny na 6 kyslíků, magnetitu na 4 kyslíky a trojmocné železo je určeno podle stechiometrie. Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983).

Pro podrobnější studium chemického složení hornin byly zvoleny lokality Omice a Oslavany (tab. 1). Horninové analýzy dvou studovaných vzorků byly provedeny metodou ICP-MS v laboratořích Acme Analytic Laborato-

vzorek	BB202B	BB554
lokalita	Omice	Oslavany
SiO ₂	55,77	44,96
TiO ₂	1,13	1,88
Al ₂ O ₃	17,08	16,31
Fe ₂ O ₃	7,71	8,53
MnO	0,13	0,14
Cr ₂ O ₃	0,006	0,002
MgO	3,7	3,72
CaO	6,57	7,84
Na ₂ O	4,11	5,53
K ₂ O	1,68	0,49
P ₂ O ₅	0,26	0,48
LOI	1,6	9,9
celkem	99,746	99,782
Ba	445	151
Co	18,1	24,2
Cu	16,2	53,6
Ni	7,7	19,1
Rb	103,5	8,1
Sr	569,2	337,7
V	123	230
Sn	2	1
Zn	43	85
As	0,8	4,4
U	1,6	1,2
Nb	11,4	14,1
Y	23,6	27,6
Zr	137,2	168,9
Pb	3,2	2,6
Cs	2,2	0,4
Th	4,3	3,3
Hf	3,9	4
Sc	17	23
Ga	19,3	19,4
La	27,6	36,5
Ce	50,1	83,1
Pr	7,05	10,94
Nd	27,5	44
Sm	5,64	8,47
Eu	1,45	2,39
Gd	4,88	7,15
Tb	0,78	1,02
Dy	4,15	5,18
Ho	0,83	0,96
Er	2,24	2,64
Tm	0,36	0,39
Yb	2,31	2,59
Lu	0,35	0,37

Tab. 1: Chemické složení studovaných vzorků z lokality Omice a Oslavany.

Tab. 1: Chemical composition studied samples from locality Omice a Oslavany.

ries Ltd., Vancouver, Kanada. Ostatní prezentované analýzy (10 vzorků) jsou převzaty ze starších prací (Němec 1995, Leichmann 1996, Hanžl et al. 1995, Hanžl et al. 2000, Gadas et al. 2007).

Geologická pozice studovaných žil

V brněnském masivu (obr. 1a) bazické žíly proráží granodiority, granity, metabazity, metadiority nebo ryolity. Jejich mocnost obvykle nepřesahuje 3 m, avšak některé mohou být mocné jen několik cm. Bývají orientovány ve směru JJV–SSZ až V–Z (obr. 1b). Kontakt s okolními horninami je ostrý, na kontaktu je vyvinuta 1 až 2 cm mocná zóna tvořená jemnozrnnějším bazaltem s menším množstvím vyrostlic (schlazený okraj). Pro studium chemického složení byl odebrán vzorek ze subvulkanické žíly v údolí Omického potoka jv. od obce Omice. Žíla zde proráží amfibol-biotitické granodiority a kontakt obou hornin je ostrý.

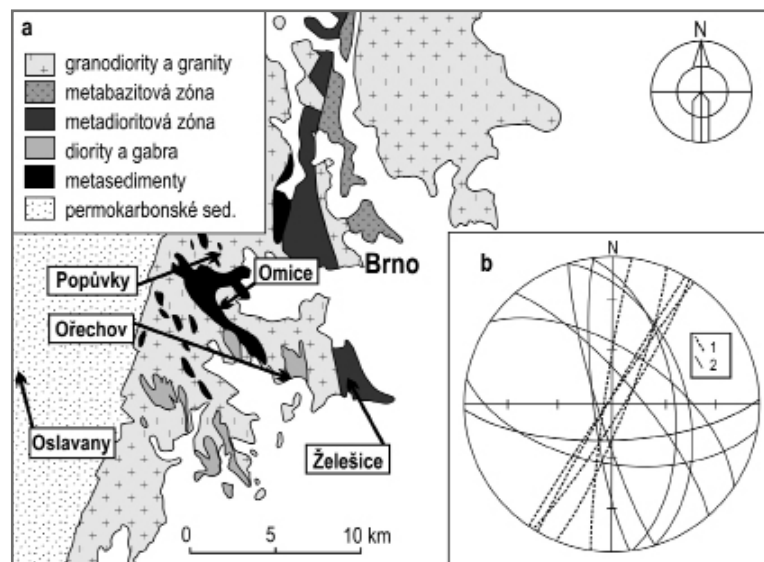
Subvulkanická žíla v boskovické brázdě vystupuje v erozním zářezu bezejmenného potoka, asi 1 km sv. od Oslavan. Až 2 m mocná žíla proráží červenohnědé jílovce, prachovce a jemnozrnné pískovce padochovského souvrství. Žíla obsahuje četné drobné mandle vyplněné kalcitem o velikosti až 1 cm. Při okrajích žíly jsou menší a často dokonce nejsou vyvinuty vůbec. V sedimentech na kontaktu s bazalty jsou patrné barevné změny. Žíla je orientována zhruba ve směru V–Z (49/76).

Petrografická charakteristika

V rámci této práce byly studovány vzorky vykazující poměrně velkou diverzitu v petrografickém složení i ve stupni sekundárních přeměn.

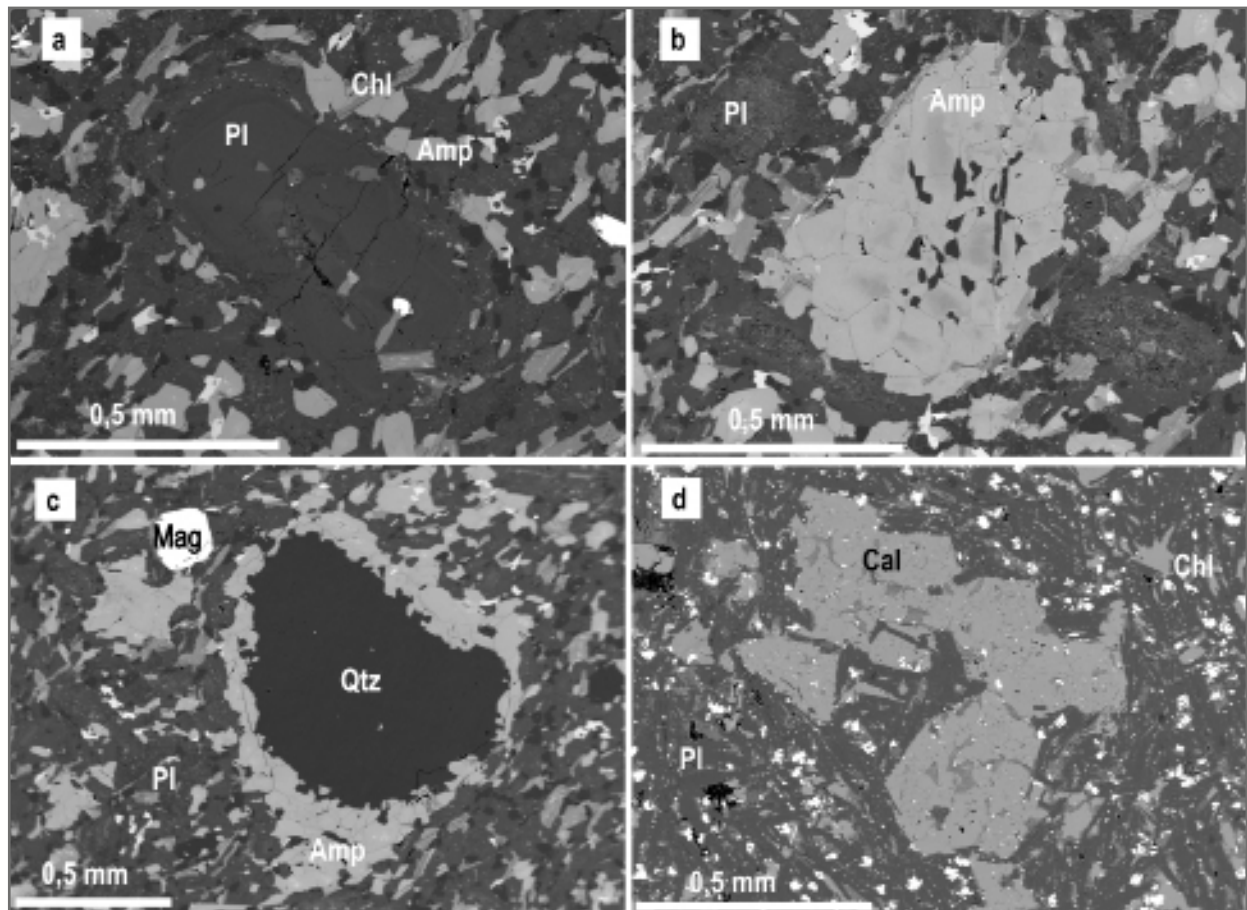
Poměrně vzácné jsou žíly pyroxenických bazaltů popsané Němcem (1995) z lomu v Želešicích. Zde jsou vyrostlice pyroxenu částečně zatlačovány maskkem. V základní hmotě se také objevuje biotit zatlačovaný chloritem. Někteří autoři dokonce uvádí pseudomorfozy po olivínu (Hanžl et al. 1999).

Většina žil svým petrografickým složením odpovídá bazaltickým andezitům až andezitům (např. Omice, Popůvky, Ořechov). Jemnozrnná základní hmota se skládá z plagioklasu, amfibolu, biotitu a někdy také pyroxenu (například na lokalitě Želešice). Vyrostlice pak tvoří nejčastěji plagioklas (obr. 2a) nebo amfibol. Základní hmota je postižena sekundárními přeměnami, avšak primárně pravděpodobně měla hyaloofitickou, ofitickou, případně trachytickou stavbu. Amfiboly tvoří drobné hypautomorfní sloupce, nepravidelná zrna nebo agregáty zrn. Glomerofyrické vyrostlice patrně vznikly na úkor pyroxenu v závěrečných fázích magmatické krystalizace (obr. 2b). Chemické složení amfibolu (obr. 3) odpovídá tschermakitu až pargasitu přičemž někdy na okrajích zrna přechází do magnesiohornblendu až aktinolitu (Mg/(Fe+Mg) = 0,6–0,8; Si = 6,2–7,5 apfu). Biotit je většinou téměř zcela nahrazen chloritem (Fe/(Fe+Mg) = ~0,4; Al = 3,5–4,3 apfu). Automorfní až hypautomorfní plagioklas (An_{26–50}) v základní hmotě i ve vyrostlicích bývá postižen sekundárními přeměnami. Vyrostlice plagioklasu mají normální a na okraji pak oscilační zonálnost. Mezi produkty přeměn dominuje albit až oligoklas (An_{7–16}), běžně je také přítomen prehnit, kalcit a „sericit“. V základní



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa střední části brněnského masivu: a – pozice subvulkanických žil (upraveno podle Mitrenga a Rejl 1993); b – stereografické zobrazení (spodní polokoule) ukazuje orientace foliací mylonitů na okrajovém zlomu boskovické brázdě (1) a subvulkanických žil (2).

Fig. 1: Simplified geological map of central part of the Brno Massif: a – the position of the subvolcanic dykes (modified from Mitrenga and Rejl 1993); b – stereographic projection (lower hemisphere) represent orientations of foliations of mylonites on the marginal fault Boskovice Furrow (1) and subvolcanic dykes (2).

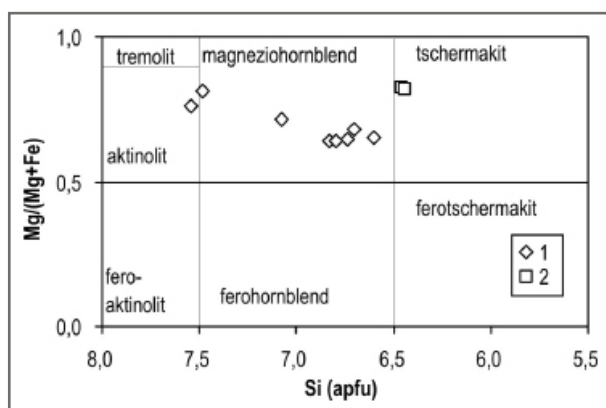


Obr. 2: Andezit z lokality Omice (a–c) a bazalt z lokality Oslavany (d) v BSE obraze: a – vyrostlice plagioklasu; b – glomerofyrická vyrostlice amfibolu; c – xenokryst křemene lemovaný amfibolem; d – pseudomorfoza kalcitu po neznámém minerálu (amfibol?).
 Fig. 2: Andesite from locality Omice (a–c) and basalt Oslavany (d) in BSE images: a – plagioclase phenocryst; b – glomerophyric phenocryst amphibole; c – quartz xenocryst rimmed by the amphibole; d – pseudomorphosis of calcite after unknown mineral (amphibole?).

hmotě se místy objevuje novotvořený xenomorfní draselný živec (Ab_2) a křemen. Chlorit zde tvoří drobné xenomorfní lupínky nebo agregáty zrn, svým chemickým složením odpovídají klinochloru ($Al/(Fe+Al+Mg) = 0,29-0,31$; $Si = 6,0-6,3$ apfu). Xenomorfní až hypautomorfní zrna epidotu ($Ps = 0,26-0,29$ mol. %) se vyskytují v produktech přeměn tmavých minerálů v asociaci s chloritem. Jako akcesorické

minerály se vyskytují zrna ilmenitu (5–34 mol. % pyrofanitové komponenty) a magnetit až chrómem bohatý magnetit ($Fe^3/(Fe^3+Cr+Al) = 0,4-1,0$; $Cr_2O_3 = 0,1-22,4$ hmot. %). Vzácně byly nalezeny xenokrysty křemene (obr. 2c) lemované amfibolem (Omice, Ořechov).

Žíla prorážející horniny boskovické brázdy u Oslavan byla podle obsahu K_2O+Na_2O a SiO_2 klasifikována jako bazaltický trachyandezit (Přichystal 1994) a na základě některých hlavních a stopových prvků pak nově jako bazalt (obr. 4 a, b). Jde o jemnozrnnou horninu, která má nazelenalou barvu a trachytickou stavbu. Skládá se z lištovitých plagioklasů, které jsou zvláště na okrajích žíly výrazně přednostně uspořádány. Plagioklas jsou postiženy intenzivní albitizací (An_{1-2}). Prostor mezi živci vyplňují sekundární minerály (hlavně klinochlor ($Fe/(Fe+Mg) = 0,28-0,31$, $Al = 3,79-4,54$ apfu). Poměrně hojně jsou drobné mandle vyplněné kalcitem. Místy jsou patrné kalcitové pseudomorfozy (obr. 2d) po neznámém minerálu (podle tvaru se patrně jedná o amfibol). Poměrně běžná jsou drobná zrnka titanitu a magnetitu ($TiO_2 =$ kolem 6 hmot. %).

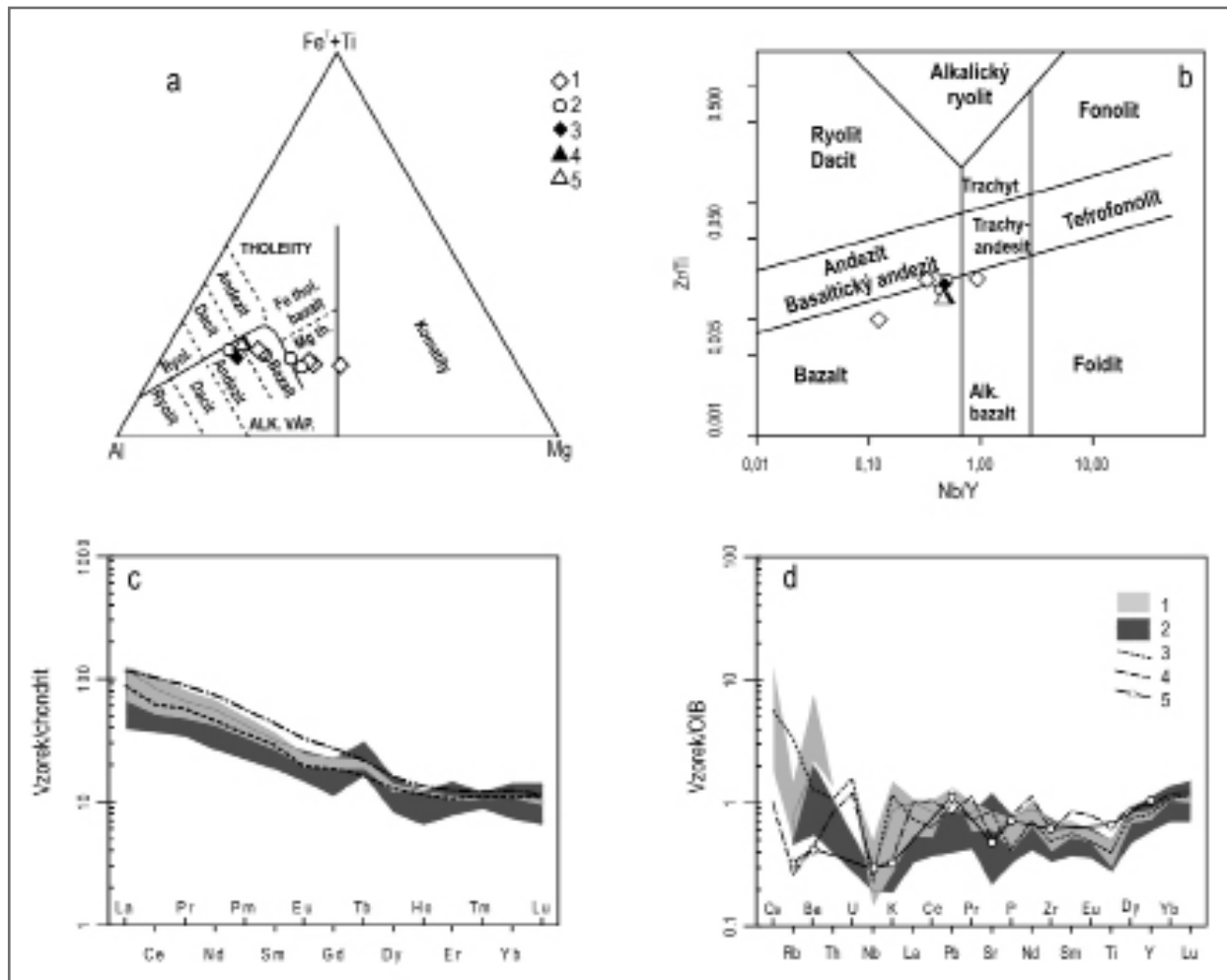


Obr. 3: Klasifikační diagram pro amfiboly (Leake et al. 1997): 1 – bazalt Omice, 2 – bazalt Popůvky.

Fig. 3: Classification diagram of amphiboles (Leake et al. 1997): 1 – basalt Omice, 2 – basalt Popůvky.

Geochemická charakteristika

Žilné bazické horniny v brněnském masivu klasifikované na základě petrografie jako bazalty až andezity nebo mikrodiiority mají velmi podobné tvary křivek REE



Obr. 4: Chemické složení bazických žil z brněnského masivu (1–3) a boskovické brázdy (4–5): a – ternární diagram Al-Fe+Ti-Mg (Jensen 1976); b – klasifikační diagram Nb/Y vs. Zr/Ti (Pearce 1996); c – chondritem normalizované REE (Boynton 1984); d – nekompatibilní prvky normalizované hodnotami pro OIB (Sun – McDonough 1989). Legenda: 1 – bazalty až bazaltické andezity (tato práce, Němec 1995, Hanzl et al. 2000); 2 – mikrodiority (Hanzl et al. 1995, Gadas et al. 2007); 3 – andezit z lokality Omice; 4 – bazalt z lokality Oslavany; 5 – bazalt z lokality Budkovice (Leichmann 1996).

Fig. 4. Chemical composition of basic dykes from Brno Massif (1–3) and Boskovice Furrow (4–5): a – ternary diagram Al-Fe+Ti-Mg (Jensen 1976); b – classification diagram Nb/Y vs. Zr/Ti (Pearce 1996); c – variation in REE normalized to chondrite (Boynton 1984); d – variation in incompatible trace elements normalized to OIB (Sun – McDonough 1998). Legend: 1 – basalts to basaltic andesites (Němec 1995, Hanzl et al. 2000); 2 – microdiorites (Hanzl et al. 1995, Gadas et al. 2007); 3 – andesite from locality Omice; 4 – basalt from locality Oslavany; 5 – basalt from locality Budkovice (Leichmann 1996).

normalizovaných chondritem a velmi podobné obsahy hlavních a stopových prvků (obr. 4a–d).

Podle klasifikačního diagramu Jense (1976) náleží většina studovaných hornin alkalicko-vápenaté série, výjimečně také mohou ležet v poli tholeitických bazaltů (obr. 4a). Horniny jsou charakterizovány vysokými poměry $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O} = 24\text{--}193$. Většina žil bazických hornin v brněnském masivu a v boskovické brázdě nese známky sekundárních přeměn. Důležitá je zejména chloritizace tmavých minerálů, saussuritizace a albitizace živců a karbonatizace. Ztráta žíháním (LOI) se pohybuje mezi 2–10 hmot. %, a proto byl pro klasifikaci subvulkanických hornin použit diagram založený na nemobilních prvcích (Pearce 1996). Na základě této klasifikace můžeme studované bazické horniny označit jako bazalty, bazaltické andezity až andezity a jeden vzorek pak jako alkalický bazalt (obr. 4b).

V důsledku sekundárních přeměn (např. albitizace) mají bazalty z boskovické brázdy vyšší obsahy Na_2O

ve srovnání s ostatními studovanými vzorky (5,5–7,1 vs. 2,5–4,1 hmot.%). Tímto způsobem také můžeme vysvětlit nižší obsahy K_2O , Ba, Rb, které negativně korelují s Na_2O . Patrně právě v důsledku sekundárních procesů se chemické složení některých vzorků přesunulo z pole subalkalických do alkalických hornin ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 2,9\text{--}7,6$ hmot.%). Sekundárními alteracemi však nemůžeme vysvětlit poněkud vyšší obsahy TiO_2 v bazaltu z boskovické brázdy (1,9 oproti 0,8–1,4 hmot.% v bazaltech z brněnského masivu). Pokud však srovnáme ostatní obsahy hlavních a stopových prvků z obou skupin hornin, nalezneme velké podobnosti a proto je budeme v dalším textu popisovat společně.

Normalizované křivky vzácných zemin (Boynton 1984; obr. 4c) vykazují pouze nepatrnou Eu anomálii ($\text{Eu}/\text{Eu}^+ = 0,8\text{--}1,1$) a nabohacení LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5,4\text{--}11,9$). U většiny dříve analyzovaných vzorků je patrná pozitivní Tb anomálie, která u nových analýz chybí (obr. 4c; může to však také být způsobeno rozdílnou metodikou analýz).

Obsahy stopových prvků normalizované průměrným OIB (Sun a McDonough 1989; obr. 4d) ukazují obohacení LREE, negativní Nb a Ti anomálie. Podle obsahů nekompatibilních prvků se studované horniny svým charakterem blíží vnitrodeskovým bazaltům (např. Pearce a Norry 1979). Bazalty vykazují oproti mikrodioritům poněkud vyšší obsahy některých nekompatibilních prvků Ba, Th, U, Pb (obr. 4d).

Diskuze

Na základě geologické pozice byly studované bazické žíly rozděleny na dvě skupiny: (1) bazické žíly v brněnském masivu, (2) bazické žíly v boskovické brázdě. Obě skupiny žil mají podobnou orientaci a často svírají ostré úhly s mylonitovými zónami, které provází okrajový zlom boskovické brázdě (obr. 1). Podobná orientace studovaných žil může indikovat jejich vznik ve stejném extenzním režimu, který souvisí s formováním boskovické brázdě.

Bazické žíly v brněnském masivu klasifikované jako mikrodiority, bazalty až bazaltické andezity představují po petrografické stránce poměrně pestrou skupinu hornin vápenato-alkalického až tholeitického charakteru. Někdy je přítomen pyroxen, avšak většinou jsou tmavé minerály reprezentovány amfibolem, jenž je často doprovázen biotitem (do této skupiny patří také studovaná žíla z Omic).

Studovaná bazická žíla z Oslavan má trachytickou stavbu, čímž se podobá žilám popsaným od Budkovic (Kratinová 2007). Žíly na obou lokalitách obsahují vyrostlice albitu a minerální asociace celé horniny je z velké části nahrazena sekundárními minerály (hlavně chlorit a kalcit).

Interpretace bazických žil v brněnském masivu a boskovické brázdě je výrazně komplikována intenzivními sekundárními přeměnami, které postihly většinu studovaných žil. Tyto přeměny proběhly v boskovické brázdě za vysoké aktivity hydrotermálních fluid při teplotě kolem 100 °C (Kratinová 2007) a měly za následek rozpad primární magmatické minerální asociace na směs chloritů, karbonátů a albitu. Také bazické horniny v brněnském masivu jsou postiženy sekundárními přeměnami (Ab + Chl + Ep + Prh ± Qtz) za teplot kolem 200–300 °C (Buriánek 2010). Zde se však lokálně zachovaly primární magmatické minerály (pyroxen, amfibol, plagioklas). V důsledku sekundárních přeměn se patrně změnilo zastoupení některých LIL prvků (K, Rb případně také Ba).

Obě skupiny mají řadu podobných geochemických charakteristik (obsahy REE a řady HFS prvků obr. 4d). V celém studovaném souboru chemických analýz je patrný variabilní obsah Th, Pb, U a Ti. Vyšší obsahy těchto prvků souvisí s modifikací primárního plášťového magmatu procesem asimilace v magmatickém krbu za podmínek spodní kůry (např. Baker et al. 2000, Wedepohl a Baumann 1999). Bazické magma mohlo být minerálně a chemicky modifikováno také během svého vmístění, jak o tom svědčí nálezy xenokrystů křemene.

Chemické složení obou studovaných skupin bazických subvulkanických hornin naznačuje jejich společný původ. Pozorovaná mineralogická diverzita patrně souvisí s procesy probíhajícími během výstupu magmatu k povrchu a krátce po jeho vmístění do extenzních trhlin.

Závěry

Bazické žíly v brněnském masivu a boskovické brázdě jsou výrazně postiženy sekundárními přeměnami, které znesnadňují interpretaci jejich geneze. Obě skupiny ale vykazují řadu podobností v obsazích petrogeneticky důležitých nízké mobilních stopových prvků (např. Nb, Y, REE). Převážně alkalicko-vápenaté vulkanity svým chemickým složením indikují vznik v podmínkách vnitrodeskového extenzního geotektonického prostředí. Rozdíly v obsazích některých nekompatibilních prvků (Th, Pb, U) mohou souviset s kontaminací korovým materiálem. Podobnost bazických žil z obou geologických jednotek naznačuje, že mají stejný zdroj. Zjištěné stáří a geologická pozice některých žil indikují vulkanickou aktivitu v oblasti boskovické brázdě a jejího okolí během karbonu a permu. Tato vulkanická aktivita byla vázána na extenzní tektoniku spojenou s vývojem boskovické brázdě. Poněkud nejasná je pozice bazaltových žil u Želešic, které se liší mineralogií (přítomnost pyroxenu) a stářím (silur). Vzhledem k malému počtu analýz a intenzivním sekundárním přeměnám však prozatím není možné jejich vývoj a genezi jednoznačně interpretovat.

Poděkování

Autor děkuje A. Přichystalovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektů ČGS č. ú. 390003 (Základní geologické mapování Brněnska v měřítku 1 : 25 000) a 321090 (Geneze centrálního bazického pásma brněnského masivu, interní úkol ČGS).

Literatura

- Baker, J. A. – Macpherson, C. G. – Menzies, M. A. – Thirlwall, M. F. – Al-Kadasi, M. – Matthey, D. P. (2000): Resolving Crustal and Mantle Contributions to Continental Flood Volcanism, Yemen; Constraints from Mineral Oxygen Isotope Data. – *Journal of Petrology*, 41(12), 1805–1820.
- Boynnton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63–114. Amsterdam.
- Buriánek, D. (2010): Variská metamorfóza velmi nízkého stupně bazaltových a ryolitových žil v brněnském masivu. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009*, 22–27. Praha.
- Gadas, P. – Gregerová, M. – Krmíček, L. (2007): Bazické žíly s pyroxenem v okolí Blanska. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2006*, 69–72. Brno.
- Gregerová, M. (1977): Tmavé žilné horniny brněnského masivu. – MS, rigorózní práce, PŘF UJEP. Brno.
- Hanžl, P. – Přichystal, A. – Melichar, R. (1995): The Brno massif: volcanites of the northern part of the metabasite zone. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Geology*, 34, 75–82. Olomouc.
- Hanžl, P. et al. (2000): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 24-322 Blansko. – ČGS Praha. In: *Litogeochemická databáze České geologické služby*, Praha.
- Hanžl, P. – Melichar, R. – Leichmann, J. (eds) (1999): Excursion guide of 4th meeting of the Czech tectonic studies group. – *Geolines*, 8, 80–96.
- Jensen, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. – *Miscellaneous Paper – Ontario Division of Mines No. 66*.
- Kratinová, L. (2007): Alterace hornin boskovické brázdy – produkt fosilního hydrotermálního systému? – MS, diplomová práce, PŘF MU Brno.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, 68, 277–279.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *European Journal of Mineralogy*, 9, 623–651.
- Leichmann, J. (1996): *Geologie und Petrologie des Brunner Massivs*. – MS, University of Salzburg., 118 p.
- Mitrenga, P. – Rejl, L. (1993): Brněnský masiv. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska*. – Moravské zemské muzeum, 9–14.
- Němec, D. (1995): Basalt dykes of the Brno massif, Moravia, Czech Republic. – *Věstník Českého geologického ústavu*, 70, 2, 75–80. Praha.
- Pearce, J. A. (1996): A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.): *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Application for Massive Sulphide Exploration*. Short Course Notes 12, 79–113. – Geological Association of Canada. Winnipeg, Manitoba.
- Pearce, J. A. – Norry, M. J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. – *Contributions To Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.
- Přichystal, A. (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska*, 59–70. MZM a SGV PŘF MU. Brno.
- Přichystal, A. (1999): Kalium-argonové datování bazaltové žíly ze Želešic (brněnský masiv). – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1998*, 6, 120–121. Brno.
- Schumacher, J. (1996): The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. – *Canadian Mineralogist*, 34, 238–246.
- Sun, S. S. – McDonough, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: Saunders, A. D. – Norry, M. J. (eds): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London Special Publications, 42, 313–345.
- Šmejkal, V. (1964): Absolutní stáří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masívu stanovené kalium–argonovou metodou (II. část). – *Sborník geologických věd*, G, 4, 121–136. Praha.
- Wedepohl, K. H. – Baumann, A. (1999): Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. – *Contributions To Mineralogy and Petrology*, 136(3), 225–239.

SPODNOKARBONŠTÍ MLŽI DRAHANSKÉ VRCHOVINY (KULMSKÁ FACIE) A JEJICH STRATIGRAFICKÝ VÝZNAM

Lower Carboniferous bivalves from the Drahany Upland (Culm facies) and their stratigraphical significance

Martin Kováček¹, Tomáš Lehotský^{1,2}

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

²Vlastivědné muzeum v Olomouci, nám. Republiky 5, 771 73 Olomouc; e-mail: lehotsky@prfnw.upol.cz

(24-41 Vyškov)

Key words: Moravosilesicum, Lower Carboniferous, Myslejovice Formation, Bivalvia, stratigraphy

Abstract

The Drahany Upland is built of a flysch sequence of Lower Carboniferous age (shale, greywackes, conglomerates), and a preflysch sequence of Devonian to Lower Carboniferous age (spilites, carbonates, shales). Lower Carboniferous black shales are known by goniatites and bivalvian assemblages, also fossil traces. According to the Žakowa (1971) methodology were determined species of bivalves of the genus *Posidonia* and *Septimyalina*. Amler (1994) describes the morphology of the bivalve genus *Streblochondria*. So far was from the Culm sites of Drahany Upland determined 18 kinds of Lower Carboniferous bivalves represented by following species: *Posidonia becheri*, *Posidonia corrugata*, *Posidonia kochi*, *Posidonia trapezoedra*, *Posidonia radiata*, *Septimyalina sublamellosa*, *Septimyalina lamellosa*, *Septimyalina cf. minor*, *Dunbarella mosensis*, *Streblochondria patteiskyi*, *Streblochondria praetenuis*, *Sanguinolites sp.*, *Janeia böhmi*, *Polidevcia cf. sharmani*, *Anthraconeilo oblongum*, *Palaeoneilo luciniforme* and *Edmondia sp.* These genera originated from localities of Myslejovice Formation (i. e. Opatovice, Dědice, Pístovice, Nemojany, Ježkovice, Radslavice and Myslejovice). Lower Carboniferous marine bivalves can be also used for correlation of goniatites zones in the Upper Viséan of Myslejovice Formation. Correlation table is adapted from Amler (2004). Correlation of bivalve zones to goniatite zones has proven to be useful. Due to the very variable conditions of the various locations the deviations can be partly caused by incompleteness of the fossil record from the specified horizons.

Úvod

Spodnokarbonská fauna myslejovického souvrství drahanského kulmu byla doposud předmětem paleontologických prací, které se vesměs zabývaly především goniatity (Kumpera – Lang 1975, Lehotský 2008) a fosilními stopami (Lang et al. 1979). Další fauna byla zmiňována pouze jako doprovodná. Prozatím nebyla vydána rozsáhlejší práce, která by se systematicky zabývala mlži faunou. Současně se také předpokládají možnosti stratigrafického využití spodnokarbonských mlžů a korelace s detailnější biostratigrafií podle goniatitů (obr. 1).

Oblast Drahanské vrchoviny spadá regionálně-geologicky do moravskoslezské jednotky Českého masivu. Její převážná část je tvořena monotónními sledy hornin moravskoslezského kulmu. Dvořák (1966) na základě odlišného faciálního vývoje vyčleňuje na Drahanské vrchovině souvrství myslejovické, rozstáňské a protivánovské. Myslejovické souvrství tvoří facie kosířských drob, studnických břidlic, račických a lulečských slepenců. Četná fosilní fauna, flora a ichnofauna myslejovického souvrství je vázána především na jemnozrné droby, prachovce a jílové břidlice. Její nálezy se soustřeďují v jihovýchodní části Drahanské vrchoviny do okolí Vyškova a Opatovic. Dále se paleontologické lokality nacházejí v blízkosti obcí Nemojany, Pístovice, Dědice, Rychtářov, Ježkovice, Myslejovice a Radslavice. Na těchto lokalitách intenzivně sbíral ředitel Vyškovského gymnázia V. Lang, který nashromáždil rozsáhlou sbírku fosilií. Kolekce je dnes uložena ve Vlastivědném muzeu v Olomouci.

Materiál a metodika

Z rozsáhlé kolekce spodnokarbonské fauny bylo revidováno 506 kusů fosilií mlžů. Jedná se o kompletní jedince, lumachely a fragmenty misek. K určení jednotlivých druhů byly pozorovány morfologické rysy a měřeny rozměry misek. Podle metodiky Žakowe (1971) byly zkoumány druhy mlžů rodu *Posidonia* a *Septimyalina*. Amler (1994) popisuje morfologii mlžů rodu *Streblochondria*.

Mlži myslejovického souvrství drahanského kulmu

Prozatím bylo z kulmských lokalit Drahanské vrchoviny určeno 18 druhů spodnokarbonských mlžů, jejichž zástupci jsou sdruženi do 4 podtříd a to Pteriomorphia, Heteroconchia, Cryptodonta a Paleotaxodonta, z nichž jsou nejpočetnější zástupci podtřídy Pteriomorphia.

Podtřída: Pteriomorphia BEURLEN, 1944

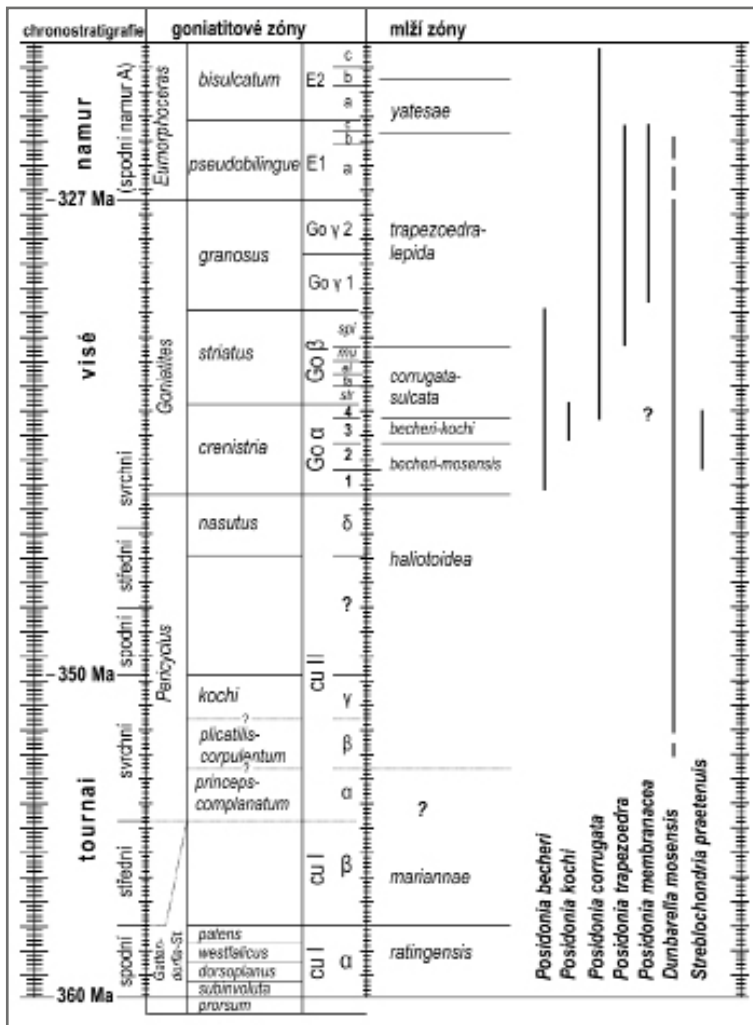
Rod: *Posidonia* BRONN, 1828

Posidonia becheri BRONN, 1828

Obr. 2-8.

Ekvilaterární a inekvivalvní misky velmi malých rozměrů (juvenilní stadia) až značně velkých rozměrů. Pravé misky bývají obecně plošší a na anterio-ventrálním okraji lze pozorovat zbytky po bysálním zářezu. Zadní část misky je zakulacená. Skulptura misek je tvořena koncentrickými přírůstkovými žebry. Výrazné a ostré vrcholy misek někdy chybí.

Výskyt: Dědice K, Hamiltony 1, Ježkovice 5, Ježkovice Db, Ježkovice K, Ježkovice R, Nemojany Bl. dol., Nemojany H, Nemojany Ch, Olšany, Opatovice 2, Opatovice 8, Opa-



Obr. 1: Stratigrafické rozpětí spodnokarbonských mlžů kulmské facie Evropy a srovnání s goniatitovými zónami (upraveno podle Amlera 2004), chronostratigrafie podle Korna (2010).

Fig. 1: Stratigraphic range of the Lower Carboniferous bivalves of Europe Culm facies compared with goniatite zones (modified according to Amler 2004), chronostratigraphy according to Korn (2010).

tovice 10, Opatovice 11, Pístovice K, Pístovice Š1, Pístovice ŽII, Radslavice, Rychtářov 3, Rychtářov 6.

Posidonia corrugata ETHERIDGE, 1874

Obr. 2-7a, obr. 2-7b.

Ekvilaterární a inekvivalvní misky robustnějších rysů, obvykle však subovátní až elongátní. Nejvíce klenuté ve střední a vrcholové části. Dorzální okraj je krátký a jednoduchý, poměrně málo se zachovávají ouška. Vrcholy jsou výrazné, vyklenuté až ostré, u elongátních forem je zadní a přední okraj mírně konvexní. Povrch je tvořen nepravidelnou skulpturou koncentrických přírůstkových linií.

Výskyt: Ježkovice R, Nemojany Ch, Olšany, Opatovice 11, Opatovice 1a, Opatovice 2, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 8.

Posidonia kochi KOENEN, 1879

Obr. 2-3.

Misky jsou zpravidla malých rozměrů. Jsou výrazně protažené ve směru růstu misky. Dorsální okraj je krátký

a jednoduchý. Zadní okraj je zešíkmen vůči přednímu a ventrální část je elongátní. Misky jsou vesměs ploché, nejvíce konvexní ve středu. Povrch je tvořen hustými koncentrickými liniemi. Poškozena při fosilizaci jsou zejména přední ouška, která mívají zaoblený okraj.

Výskyt: Dědice K, Opatovice 1, Opatovice 1a, Opatovice 2, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 8, Opatovice 10, Opatovice 11, Pístovice Š1.

Posidonia trapezoedra RUPRECHT, 1937

Obr. 2-4, obr. 2-5.

Morfologicky variabilní misky, zpravidla prodloužené ve směru výšky. Misky bývají obvykle ploché, dorzální okraj krátký a jednoduchý. Přední okraj s malým ouškem je téměř kolmý k dorzálnímu okraji. Skulpturu tvoří koncentrické přírůstkové linie.

Výskyt: Dědice K, Opatovice 1, Opatovice 1a, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 8.

Posidonia radiata HIND, 1901

Obr. 2-6a, obr. 2-6b.

Misky jsou především malých rozměrů, nejvíce konvexní v anterio-dorzální části, protažené a zešíkmené v jednom směru. Povrch tvoří výraznější radiální žebrování a méně výrazná koncentrická žebra. Pokud se zachovává přední ouško, je velké a spolu s dorsálním okrajem tvoří jednu linii.

Výskyt: Opatovice 1a, Opatovice 4, Opatovice 8.

Rod: *Septimyalina* NEWELL, 1942

Septimyalina sublamellosa ETHERIDGE, 1878

Středně velké misky. Vrcholy jsou drobné, dorzální okraj je zakulacený a mírně konvexní. Misky jsou vesměs ploché, úzké, inekvivalvní a prosoklinické. Přední okraj je mírně konkávní s malým bysálním sinusem. Zadní okraj je široce konvexní a prochází téměř paralelně s okrajem předním. Dorzální okraj je téměř rovný. Povrch je tvořen jemnými koncentrickými striemi a nepravidelnými koncentrickými liniemi.

Výskyt: Ježkovice B, Lhota 1, Nemojany Ch, Opatovice 1, Opatovice 1a, Opatovice 1b, Opatovice 2, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 8, Opatovice 10.

Septimyalina cf. lamellosa KONINCK, 1842

Misky pouze malých rozměrů do 5 mm. Misky jsou ve střední části zúžené, inekvilaterální a silně prosoklinické. Postero-ventrální okraj je elongátní, postero-dorzální okraj naopak zaoblený. Vrcholy jsou drobné, zámkový okraj je téměř rovný, pouze u některých vzorků mírně, nepravidelný. Povrch je tvořen špatně zřetelnými přírůstkovými liniemi. Na předním okraji, v místě, kde je nejvíce konkávní, lze pozorovat bysální sinus.

Výskyt: Opatovice 1a, Opatovice 2, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 10, Opatovice 11.

Septimyalina cf. minor
BROWN, 1841

Misky malých rozměrů do 5 mm. Misky jsou inekvivalvní a prosoklinické. Misky jsou mírně klenuté, klenutí probíhá středem misek. Dorzální okraj je rovný, se zadním okrajem svírá tupý úhel. Zadní okraj je zakulacený. Vrchol je rozšířen až k přednímu okraji misky. Povrch je tvořen špatně zřetelnými koncentrickými liniemi.

Výskyt: Dědice K, Luleč, Opatovice 1, Opatovice 2, Opatovice 4, Opatovice 10, Opatovice 11.

Rod: *Dunbarella* NEWELL, 1938

Dunbarella mosensis KONINCK, 1885

Obr. 2-2.

Misky malých rozměrů subkvadratického tvaru. Vrcholy jsou drobné, umístěné subcentrálně, pouze lehce převyšují zámkový okraj. Misky jsou ve svých rozměrech stejné na délku i šířku. Přední ouško je od předního okraje odděleno výraznou rýhou, zatímco zadní ouško je bez zářezu a je ploché. U oušek nejsou patrné umbonální záhyby. Misky mají radiální a koncentrickou skulpturu. Radiální žebra jsou široká, na ouškách je koncentrická skulptura vždy jemnější a méně výrazná. Ta je tvořena tenkými liniemi oddělenými širokými mezerami, v místech překřížení s radiálními žebry tvoří hrbolky.

Výskyt: Myslejovice, Opatovice 10, Ježkovice R.

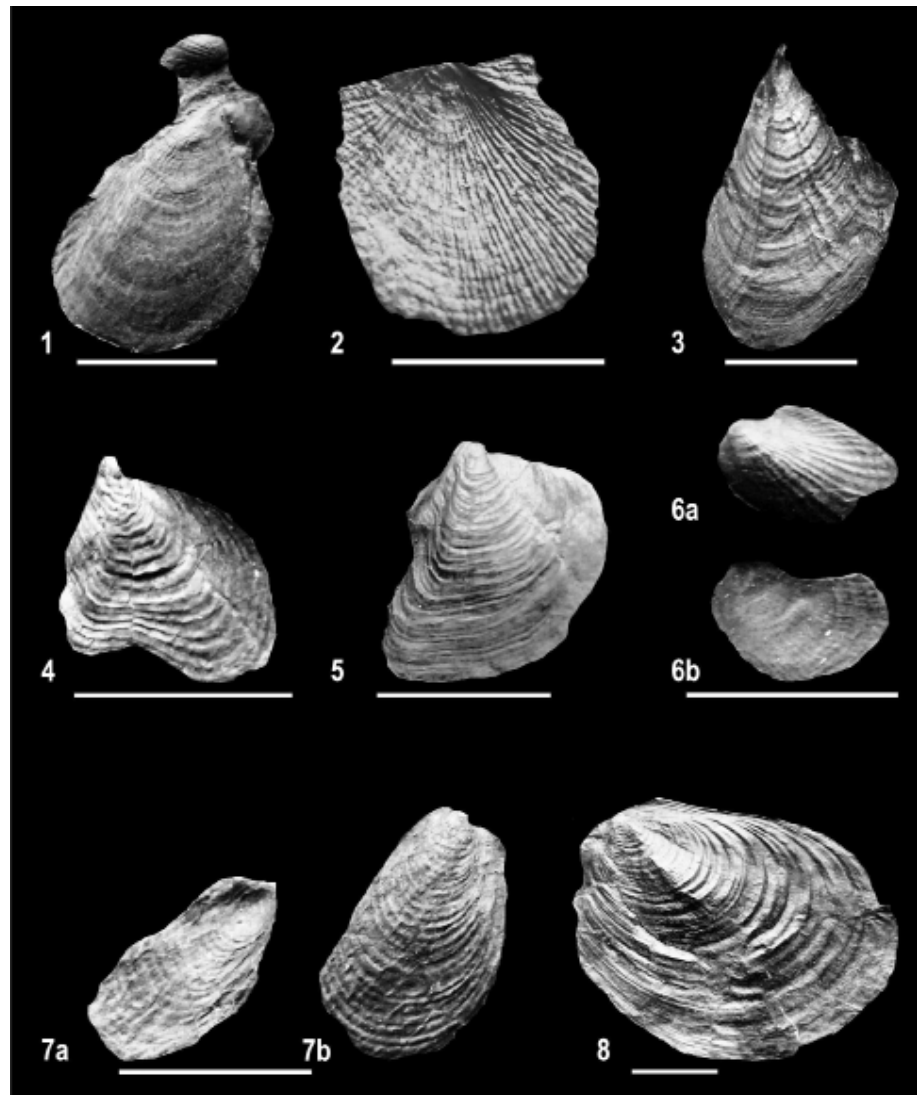
Rod: *Streblochondria* NEWELL, 1938

Streblochondria patteiskyi NICOLAUS, 1963

Misky oválného tvaru, nejvíce konvexní ve střední části. Ventrální okraj je zakulacený a většinou neúplný. Skulpturu tvoří radiální žebra, která jsou výrazná, a jejich

povrch může být v případě pozitivního otisku zakulacený, jsou oddělena úzkými drážkami. Koncentrické přírůstkové linie jsou viditelné především na ventrální části misek. Vrchol je drobný a pouze mírně převyšuje schránku. Přední ouško, pokud je zachováno, pokračuje v linii se zámkovým okrajem. Zadní ouško je od zadního okraje odděleno rýhou.

Výskyt: Nemojany H, Opatovice 4, Opatovice 8.



Obr. 2: Stratigraficky významné druhy mlžů jv. části Drahanské vrchoviny: 1. *Streblochondria praetenuis*, Opatovice 8, i. č. 3659, levá miska, pozitiv. 2. *Dunbarella mosensis*, Myslejovice, i. č. 8854, levá miska, negativ. 3. *Posidonia kochi*, Opatovice 10, i. č. 4124, levá miska, pozitiv. 4. *Posidonia trapezoedra*, Opatovice 1a, i. č. 1093, pravá miska, pozitiv. 5. *Posidonia trapezoedra*, Opatovice 4, i. č. 19672/1, pravá miska, pozitiv. 6a. *Posidonia radiata*, Opatovice 8, i. č. 4382, levá miska, pozitiv. 6b. *Posidonia radiata*, levá miska, negativ. 7a. *Posidonia corrugata*, Opatovice 2, i. č. 11001, pravá miska, negativ. 7b. *Posidonia corrugata*, pravá miska, pozitiv. 8. *Posidonia becheri*, Pístovice ŽII, i. č. 3297/2, levá miska, pozitiv. Grafické měřítko = 1 cm.

Fig. 2: Stratigraphic important species of molluscs in SE part of Drahaný upland: 1. *Streblochondria praetenuis*, Opatovice 8, i. n. 3659, left valve, positive. 2. *Dunbarella mosensis*, Myslejovice, i. n. 8854, left valve, negative. 3. *Posidonia kochi*, Opatovice 10, i. n. 4124, left valve, positive. 4. *Posidonia trapezoedra*, Opatovice 1a, i. n. 1093, right valve, positive. 5. *Posidonia trapezoedra*, Opatovice 4, i. n. 19672/1, right valve, positive. 6a. *Posidonia radiata*, Opatovice 8, i. n. 4382, left valve, positive. 6b. *Posidonia radiata*, left valve, negative. 7a. *Posidonia corrugata*, Opatovice 2, i. n. 11001, right valve, negative. 7b. *Posidonia corrugata*, right valve, positive. 8. *Posidonia becheri*, Pístovice ŽII, i. n. 13297/2, left valve, positive. Graphics scale = 1 cm.

Streblochondria praetenuis (KOENEN, 1879)

Obr. 2-1.

Misky středních rozměrů, oválného tvaru. Ouška mají elongátní morfologii, mohou se nacházet i oddělena od misek (Tab. 1, obr. 1). Misky jsou nejvíce konvexní ve střední části. V okrajích bývají dobře zachovalé. Přední a zadní okraj má stejný průběh od vrcholu, ventrální okraj je zakulacený a mírně zvlněný. Povrch tvoří radiálně paprscitá žebra, která spolu s koncentrickými liniemi vytvářejí povrchovou skulpturu s jamkami na jejich styku. Ouška jsou výrazně oddělena od misek rýhami a mají stejnou povrchovou skulpturu. Vrchol je drobný a ostrý.

Výskyt: Dědice K, Opatovice 1, Opatovice 4, Opatovice 8, Opatovice 10.

Podtřída: Heteroconchia HERTWING, 1895

Rod: Sanguinolites MCCOY, 1844

Sanguinolites sp.

Misky větších rozměrů (až 7 cm). Jsou klenuté ve střední části a vyklenutí probíhá středem misek směrem k zadnímu okraji, kde jsou téměř ploché. Misky jsou protáhlé ve směru délky na úkor výšky misky. Zadní okraj misky je zaoblený, ventrální okraj je téměř rovný a plynule přechází v přední okraj misky. Vrchol je předsunutý, antero-dorzální okraj je mírně konkávní. Povrch je tvořen nepravidelně rozloženými přírůstkovými liniemi.

Výskyt: Nemojany H, Opatovice 1, Opatovice 4, Opatovice 6.

Rod: Edmondia KONINCK, 1842

Edmondia sp.

Středně velké až velké misky oválného tvaru. Vrcholy misek jsou tupé a ploché, výrazně nevystupují nad dorsální okraj, jsou umístěny víceméně uprostřed misky. Přední okraj má zřetelný anterodorzální výřez. Ventrální okraj přechází v širokém oblouku bez přerušení do mírně konvexního okraje zadního. Misky jsou mírně konvexní. Skulptura je tvořena jemnými koncentrickými liniemi a výraznými, pravidelnými koncentrickými valy, v zadní části misek jsou méně nápadné.

Výskyt: Ježkovice R3, Opatovice 1, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 10.

Podtřída: Cryptodonta NEUMAYR, 1884

Rod: Janeia KING, 1850

Janeia böhmi (SCHMIDT, 1910)

Misky jsou menších rozměrů, eliptické a inekvivalvní, protažené ve směru délky misky. Levá miska bývá obvykle kratší. Dorzální okraj je dlouhý a rovný, zadní okraj je elongátní. Misky jsou málo vyklenuté. Přední okraj je zaoblený s výrazným antero-dorzálním výkrojem před drobným, méně nápadným vrcholem. Skulpturu tvoří plochá radiální žebra, která jsou při dobrém zachování omezena ostrými rýhami. Žebra jsou hustší v přední části misek. Misky jsou morfologicky variabilní, někteří autoři však uvažují o dimorfismu schránek (Řehoř – Řehořová 1972).

Výskyt: Opatovice 1a, Opatovice 4, Opatovice 6.

Podtřída: Palaeotaxodonta KOROBKOW, 1954

Rod: Polidevcia ČERNÝŠEV, 1951

Polidevcia cf. *sharmani* ETHERIDGE, 1878

Misky jsou pouze malých rozměrů do 5 mm. Inekvivalvní, rostrátní. Jsou mírně klenuté, rostrum je krátké a tupé, vzácně se zachovává celé. Vrchol je širší a umístěn více do středu. Ventrální okraj zaoblený. Skulpturu tvoří jemné, pravidelné koncentrické linie.

Výskyt: Opatovice 4, Pístovice Š.

Polidevcia cf. *attenuata* (FLEMING, 1828)

Misky malých rozměrů do 5 mm. Rostrátní, inekvivalvní misky jsou mírně klenuté. Přední okraj misek je přímý a v pravidelném oblouku přechází do klenutého okraje spodního. Rostrum je dlouhé a tupě ukončené. Skulpturu tvoří pravidelné koncentrické linie.

Výskyt: Opatovice 4.

Rod: Anthraconeilo GIRTY, 1912

Anthraconeilo oblongum (HIND, 1897)

Drobné až střední, protáhlé eliptické misky. Dorsální okraj je dlouhý, zámková linie probíhá paralelně s osou misek. Přední i zadní okraj je pravidelně klenutý a elongátní, přechází bez významnějšího úhlu do mírně klenutého ventrálního okraje. Konkávní průběh okraje misky vytváří v přední části mělký lalůček. Skulptura je tvořena velmi jemnými až nezřetelnými koncentrickými nitkovitými liniemi.

Výskyt: Dědice K, Hamiltony 1, Nemojany I, Opatovice 1, Opatovice 1a, Opatovice 4, Opatovice 6, Pístovice K.

Rod: Palaeoneilo HALL ET WHITFIELD, 1869

Palaeoneilo luciniforme (PHILLIPS, 1836)

Drobné až středně velké misky poloelipsovitého tvaru. Zadní okraj je zaoblený, přední okraj je mírně konvexní a přechází plynule do silně klenutého, ventrálního okraje. Misky jsou značně klenuté, téměř kulovité. Vrchol je drobný a předsunutý. Skulptura je tvořena velmi jemnými koncentrickými liniemi.

Výskyt: Nemojany H, Opatovice 1, Opatovice 1a, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 10.

Diskuze

Výskyty spodnokarbonské mlží fauny jsou známy ze střední Evropy (Německo a Polsko) i z kulmských pánví Turecka a Španělska. V rámci Českého masivu lze spodnokarbonskou (mlží) faunu srovnávat s faunou Nížkého Jeseníku, kde má však podle Kumpéry (1983) ryze doprovodný ráz a je vertikálně vázána na moravické a hradecko-kyjovické souvrství. Obdobná společenstva mlžů byla detailně studována Žakovou (1958, 1966, 1971) ze spodnokarbonských sedimentů Svatokřížských a Sovích hor, kde byla popsána mnohem více diverzifikovaná společenstva mlžů. Poněkud odlišná spodnokarbonská mlží fauna se nachází i v kulmských pánvích Turecka (srv. Okan a Hoşgör 2007) a Španělska (Amler a Prins 1999), jeví však společné znaky ve výskytech myalinidních mlžů (*Septimyalina* sp.) a druhu *Posidonia becheri*. Německé výskyty v Rýnském břidličném pohoří a Harzu popisuje např. Nicolaus (1963), z této

Tab. 1: Přehled mlží fauny vyskytující se na lokalitách v myslejovickém souvrství podle zjištěných druhů (sestaveno na základě kolekce V. Langa).

Tab. 1: Overview of bivalve fauna occurring at sites in Myslejovice Formation according to the identified species (compiled on the basis of a collection of V. Lang).

	<i>Posidonia becheri</i>	<i>Posidonia corrugata</i>	<i>Posidonia kochi</i>	<i>Posidonia radiata</i>	<i>Posidonia trapezoedra</i>	<i>Septimyalina sublamellosa</i>	<i>Septimyalina cf. lamellosa</i>	<i>Septimyalina cf. minor</i>	<i>Dunbarella mosensis</i>	<i>Streblochondria patteiskyi</i>	<i>Streblochondria praetenuis</i>	<i>Sanguinolites</i> sp.	<i>Edmondia</i> sp.	<i>Jancica bohmi</i>	<i>Polidevcia cf. sharmani</i>	<i>Polidevcia cf. attenuata</i>	<i>Anthraconeilo oblongum</i>	<i>Palaeoneilo luciniforme</i>
Dědice K	X	X	X		X			X		X							X	
Hamiltony	X																X	
Ježkovice K	X	X																
Ježkovice R	X	X							X				X					
Lhota					X													
Luleč			X					X										
Myslejovice									X									
Nemojany Bl. Dol.	X																	
Nemojany H	X		X			X				X								X
Nemojany Ch	X	X																
Nemojany I																	X	
Olšany	X	X																
Opatovice 1	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X	X	X			X	X
Opatovice 2	X	X	X			X	X	X										
Opatovice 4	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X
Opatovice 6		X	X		X	X	X					X	X	X			X	X
Opatovice 8	X	X	X	X	X	X				X	X							
Opatovice 9																		
Opatovice 10	X		X			X	X	X			X		X					X
Opatovice 11	X		X				X	X										
Pístovice K	X																X	
Pístovice K1	X	X																
Pístovice Š	X														X			
Pístovice Š1	X	X	X															
Pístovice Ž	X																	
Radslavice	X																	
Rychtářov	X	X																
Kobylničky		X																

oblasti rovněž vychází i biostratigrafická korelace podle Amlera (2004), který čerpal ze sbírkového materiálu např. Nicolause (opus cit.) a Klebelsberga (1912).

Závěr

Ve středoevropských kulmských faciích lze na základě zjištěných taxonů mlžů korelovat mlží zóny s goniatickými (Amler 2004). V myslejovickém souvrství drahanského kulmu jsou zastoupeny zóny becheri – mosensis, becheri – kochi, corrugata – sulcata a trapezoedra – lepida (obr. 1).

Výskyt *P. becheri* na lokalitách Ježkovice R, Ježkovice K, Pístovice K, Pístovice Š, Pístovice Š1, Pístovice Ž, Nemojany Ch a Nemojany H odpovídá stratigrafické pozici zóny corrugata–sulcata, kterou Amler (2004) koresponduje s nejvyššími zónami Go α –Go β_{mu} . Kumpera a Lang (1975) však řadí lokalitu Pístovice Š výše do zóny Go β_{spi} –Go γ_1 . Jako problematická se jeví lokalita Opatovice 4, kde se

nacházejí jedinci druhu *P. kochi* ve větším množství, což by řadilo tuto lokalitu stratigraficky níže pod hranici goniatické zóny Go β_{str} , zatímco Kumpera a Lang (1975) ji řadí výše, tedy do zón Go β_{el} – spodní Go β_{mu} goniatické zóně. To může být způsobeno dozníváním ranějších druhů, což je doloženo i u goniatických, kteří se na této lokalitě vyskytují (např. *Goniatites crenistria* PHILLIPS). Společný výskyt *P. trapezoedra* a *P. becheri* potvrzuje biostratigrafickou pozici na lokalitách Opatovice 2, 6, 8, 10, 11 v intervalu zón Go β_{mu} –Go β_{spi} . *P. corrugata* se vyskytuje na lokalitách Drahanské vrchoviny pouze ojedinele (Radslavice). Stratigraficky významné mohou být i druhy *Streblochondria praetenuis* (KOENEN) a *Dunbarella mosensis* KONINCK. Široké stratigrafické rozpětí rodu *Dunbarella*, začínající shodně s goniatickou zónou cu II β (*Goniatites plicatilis* – *corpulentum*) lze využít zejména při hranici tournai–visé. *Streblochondria praetenuis* (KOENEN) se vyskytuje v rozmezí zón becheri–mosensis a becheri–kochi, což koresponduje s hranicemi zón Go α_2 až sv. hranice Go α_4 . *Streblochondria praetenuis* je známa z lokality Opatovice 4 a 8, kde je její výskyt vzácný. To lze zdůvodnit dozníváním jmenovaného druhu a postupným nahrazováním druhem *Streblochondria patteiskyi* NICOLAUS. Nevýhodou biostratigrafie dle mlžů je jejich značná vertikální distribuce při relativně malém množství počtu zástupců jednotlivých taxonů. Korelace výskytu mlžích zón s goniatickými zónami se prokázala jako užitečné vodítko, ale vzhledem ke značně variabilním podmínkám v rámci jednotlivých lokalit dochází k odchylkám, které je třeba přisoudit mimo jiné neúplnosti fosilního záznamu z daných lokalit.

Zjištěná mlží fauna představuje společenstvo organismů s benthickým nebo pseudoplanktonním stylem života. Nejvíce diverzifikované je na lokalitách Opatovice 4 a Opatovice 6 (tab. 1). Asociace spodnokarbonských mlžů na lokalitách v myslejovickém souvrství odpovídá ostatním společenstvům středoevropských kulmských facií, avšak na Drahanské vrchovině jsou tato společenstva mírně redukována.

Literatura

- Amler, R. W. (1994): The earliest European Streblochondriid Bivalves (Pteriomorpha; Late Famennian). – *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117, 1, 1–17.
- Amler, R. W. (2004): Bivalve biostratigraphy of the Kulm Facies (Early Carboniferous, Mississippian) in central Europe. – *Newsletter of Stratigraphy*, 40, 3, 183–207.
- Amler, M. R. W. – Prins, C. F. W. (1999): Lower Carboniferous marine bivalves from the Cantabrian Mountains (Spain). – *Scripta Geologica*, 120, 1–45.
- Dvořák, J. (1966): Zpráva o řešení stratigrafie spodního karbonu v kulmském vývoji na Dražanské vrchovině. – *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1964*, 182–185.
- Lehotský, T. (2008): Taxonomie goniatitové fauny, biostratigrafie a paleoekologie jesenického a dražanského kulmu. – MS, disertační práce, PřF MU Brno.
- Klebensberg, R. (1912): Die marine Fauna der Ostrauer Schichten. – *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt*, 62, 3, 462–556.
- Korn, D. (2010): Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Kulm succession in the Rhenish Mountains. – *Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften*, 161, 4, 431–453.
- Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. – *Knihovna Ústředního ústavu geologického*, 59, 172 str.
- Kumpera, O. – Lang, V. (1975): Goniatitová fauna v kulmu Dražanské vysočiny (moravskoslezská zóna Českého masívu). – *Časopis Slezského muzea v Opavě*, 24, 11–32.
- Lang, V. – Pek, I. – Zapletal, J. (1979): Ichnofosilie kulmu jihovýchodní části Dražanské vrchoviny. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geographica-Geologica*, 62, 18, 57–96.
- Nicolaus, J. H. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der crenistria-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 53, 246 str.
- Okan, Y. – Hoşgör, I. (2007): Late Viséan – Early Namurian bivalves from the Zonguldak Coal Basin, Northwestern Turkey. – *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 225–240.
- Řehoř, F. – Řehořová, M. (1972): Makrofauna uhlonosného karbonu československé části hornoslezské pánve. – *Profil*, 136 str.
- Żakowa, H. (1958): Biostratygrafia utworów morskich dolnego karbonu z obszaru Wałbrzycha Miasta na Dolnym Śląsku. – *Prace Instytutu Geologicznego*, 19, 1–211.
- Żakowa, H. (1966): Poziom *Goniatites crenistria* PHILLIPS w okolicy Sokolca i Jugowa u podnóży Gór Sowich (Sudety środkowe). – *Prace Instytutu Geologicznego*, 43, 1–197.
- Żakowa, H. (1971): Poziom *Goniatites granosus* w synklinie gałęzickiej (Góry Świętokrzyskie). – *Prace Instytutu Geologicznego*, 60, 173.

PRVNÍ NÁLEZY KOSTERNÍCH ELEMENTŮ ELEUTHEROZOIDNÍCH OSTNOKOŽCŮ Z LÍŠEŇSKÉHO SOUVRSTVÍ (FAMEN–TOURNAI) MORAVSKÉHO KRASU

First find of the skeletal ossicles of eleutherozoid echinoderms from the Líšeň Formation (Famennian–Tournaisian) of the Moravian Karst

Tomáš Kumpan

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, Brno 611 37; e-mail: kumpan.tom@gmail.com

(24–41 Vyškov)

Key words: Moravo-Silesian Zone, Devonian, Carboniferous, micropaleontology, Ophiuroidea, Holothuroidea

Abstract

During a biostratigraphic survey of the Devonian–Carboniferous boundary in the Moravian Karst (Moravo-Silesian Zone, Czech Republic) an abundant microfauna was obtained. Besides the conodonts, diverse ichthyoliths, eleutherozoid and pelmatozoid echinoderms, bryozoans, inarticulate brachiopods and rare foraminifers were found in insoluble residues. This contribution is focused on the eleutherozoid echinoderms remains from interval of the late Famennian Middle *Palmatolepis gracilis expansa* conodont Zone to the early Tournaisian *Siphonodella duplicata* conodont Zone from the Lesní lom, Mokrá and Křtiny quarries (NE of Brno). The eleutherozoid echinoderms are generally less frequent than conodonts and ichthyoliths, however in two levels from the Lesní lom and Mokrá quarries (Famennian *Protognathodus kockeli* and Tournaisian *Siphonodella bransoni* Zones) are relatively common. The classes Ophiuroidea and Holothuroidea are reported for the first time from the Moravian Karst. Ophiuroids of the order Oegophiurida MATSUMOTO 1915 (genus *Furcaster* STÜRTZ, 1900), Phrynophiurida MATSUMOTO 1915 (genus *Eospondylus* GREGORY, 1897) and *Stenurida* SPENCER, 1951 were determined. Presented are mainly arm vertebral ossicles. Holothurian sclerites belong to the order *Dendrochirotida* GRUBE, 1840 (genus *Eocaudina* MARTIN, 1952) and *Apodida* BRANDT, 1835 (*Achistrum* ETHERIDGE, 1881; *Gagesiniotrochus* BOCZAROWSKI, 2001). The most distinctive feature is the mass occurrence of the eleutherozoids elements just after the Hangenberg Event s. s. (last Famennian *Protognathodus kockeli* conodont Zone). The mentioned fauna probably represents a pioneer association and the presence of commonly opportunistic generalists as are ophiuroids and holothuroids fits into this scenario.

Úvod

Během biostratigrafických výzkumů hraničního intervalu mezi devonem a karbonem v Moravském krasu bylo kromě konodontů a ichtyolitů získáno množství další zajímavé mikrofauny. Vedle ostrakodů, mechovek, inartikulátních brachiopodů a foraminifer se ve výplavech vyskytují početné kosterní zbytky ostnokožců (ježovek), a to především pelmatozoidní (sesilní) a méně často eleutherozoidní (vagilní) skupiny, které jsou tématem této předběžné zprávy.

Výskyt zbytků eleutherozoidních ostnokožců z paleozoika Moravského krasu okrajově uvádí Hladil pouze z výbrusů (in Hladil et al. 1991, str. 82) z hraničního intervalu mezi frasnem a famenem z Lesního lomu. Z nálezů mimo území Moravského krasu byly zmíněny izolované zbytky ježovek z Čelechovického devonu (Prokop 2007) a dále popsán výskyt makrofosilií ofiuroidů (hadic) rodu *Furcaster* STÜRTZ, 1900 z kulmu Nízkého Jeseníku (Pek – Prokop 1986, Pek – Zapletal 1988, Lehotský 2004).

Tato předběžná zpráva je tedy první detailnější zmínkou o eleutherozoidních ostnokožcích z devonu a karbonu Moravského krasu.

Metody a materiál

Studovány byly odkryvy líšeňského souvrství v jižní (Lesní lom, lomy Mokrá) a centrální (Křtiny) části Moravského krasu. V Lesním lomu (49° 13' 18,3" N, 16° 41' 46,4" E) a na Mokré (49° 13' 44" N, 16° 46' 8" E) byl studován sled v horákovském litofaciálním vývoji, kde

je svrchní famen reprezentován hádko-říčskými vápenci a spodní tournai „svrchními“ křtinskými vápenci. Ve starém lomu u Křtin (49° 17' 37,3" N, 16° 44' 6,3" E) je odkryt kondenzovaný sled „křtinského“ vývoje, charakterizovaný šedými až červenavými křtinskými vápenci jak ve svrchním famenu, tak spodním tournai.

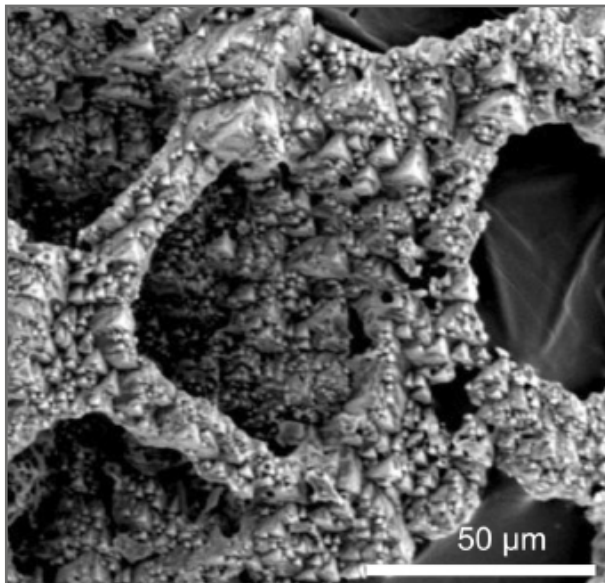
Vzorok vápenců byly rozpouštěny v 15% roztoku kyseliny octové a nerozpustný zbytek pak byl plaven přes síto. Po jeho vyschnutí byly mikrofosilie vybírány pod binokulární lupou.

Studovaný materiál je uložen v paleontologických sbírkách Ústavu geologických věd (Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno).

Výsledky

Izolované sklerity eleutherozoidních echinodermat byly v nerozpustných zbytcích obecně nehojné, zachované především díky dolomitizaci (obr. 1), případně silicifikaci. Pouze ve dvou polohách v Lesním lomu (konodontová zóna *Protognathodus kockeli*) a v lomu Mokrá-východ (konodontová zóna *Siphonodella sulcata* či *Si. bransoni*) byla fauna eleutherozoidních echinodermat zastoupena významně a tvoří zde dokonce nejpočetnější skupinu mikrofosilií v nerozpustném zbytku. Níže je uveden výčet předběžně determinovaných elementů.

Kmen Echinodermata KLEIN, 1734
Třída Ophiuroidea GRAY, 1840



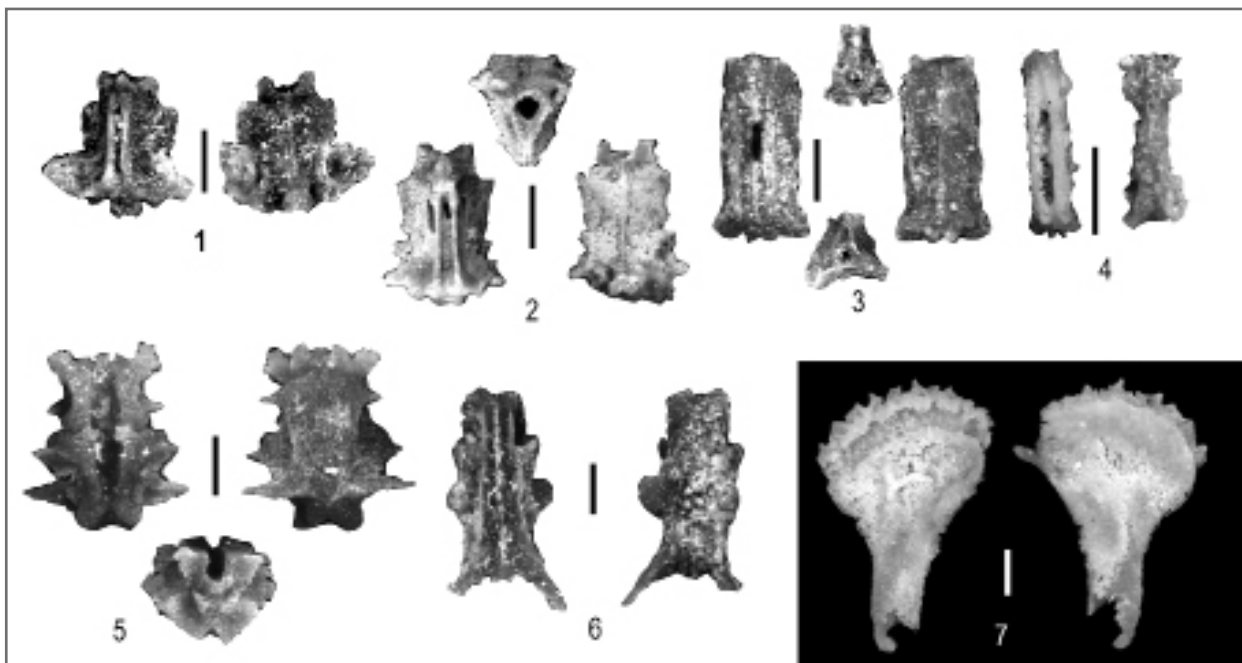
Obr. 1: Detail dolomitizovaného skleritu sumýše (holoturie). Fotografie z elektronového mikroskopu.
Fig. 1: Detail of the dolomitized holothurian sclerite. Electron microscope photography.

Řád Oegophiurida MATSUMOTO, 1915
Čeleď Furcasteridae STÜRTZ, 1900

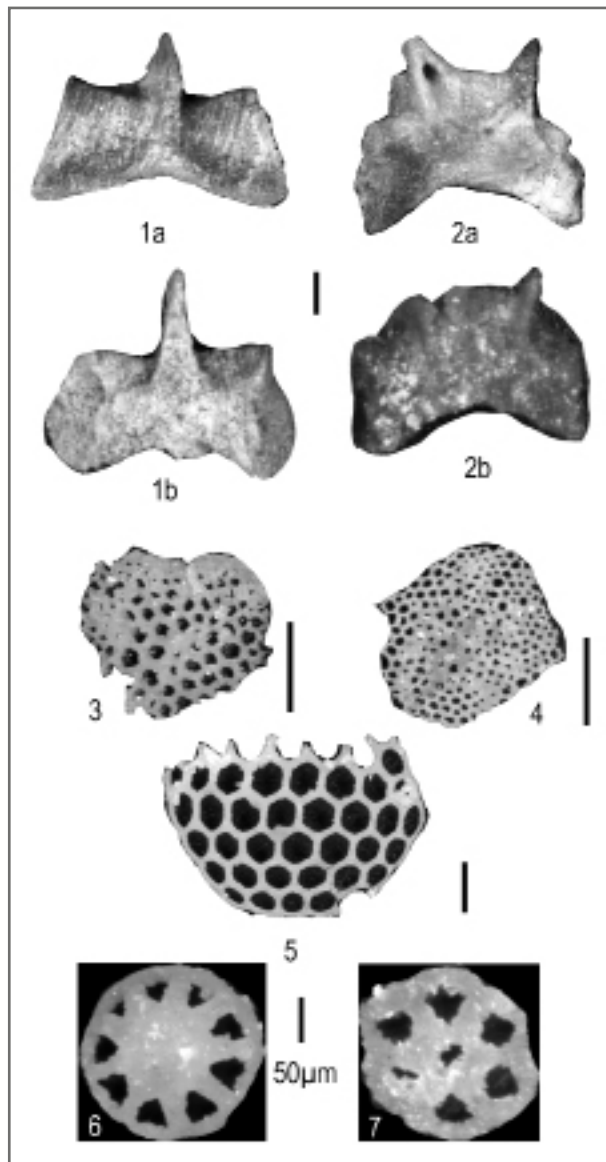
K této čeledi hadic (ofiuroideí) byly přiřazeny obratle z proximální, centrální i distální části ramen, které jsou složeny ze dvou spojených polovin, vymezených od sebe výraznou rýhou. Obratle proximální části ramen jsou krátké a široké, s většími longitudinálně protaženými křídlovitými výběžky na zadním konci a menšími na konci předním. Obratle centrální části jsou delší, podobně široké, zatímco z části distální jsou dlouhé, úzké a výběžky jsou nevýrazné. Tyto ramenní obratle náleží rodu *Furcaster* STÜRTZ, 1900 a jsou blízké k druhu *Furcaster cataphractus* BOCZAROWSKI, 2001. Nálezy z Moravského krasu pochází z Lesního lomu (zóna *Pr. kockeli*), Mokré a ze Křtin (zóna *Si. bransoni*) (obr. 2).

Řád Phrynophiurida MATSUMOTO, 1915
Čeleď Eospondylidae SPENCER ET WRIGHT, 1966

Patří sem obratle z proximální a centrální části ramen (po jednom exempláři), s výraznými výběžky v laterálním směru a méně výraznými výběžky ve směru longitudinálním. Předběžně byly zařazeny k rodu *Eospondylus* GREGORY, 1897. Nález této hadice pochází z lokality Mokrá-východ z raně tournaiské zóny *Si. bransoni* (obr. 2).



Obr. 2: Ramenní obratle hadic (ofiuroideí). 1 – *Furcaster* sp., obratle z proximální části ramene; Lesní lom, famen, zóna *Protognathodus kockeli*; 2 – *Furcaster* sp., obratle z centrální části ramene; Lesní lom, famen, zóna *Protognathodus kockeli*; 3 – *Furcaster* sp., obratle z centrální části ramene; Mokrá-východ, tournai, zóna *Siphonodella bransoni*; 4 – *Furcaster* sp., obratle z distální části ramene; Křtiny, tournai, zóna *Siphonodella duplicata*; 5 – *Eospondylus* sp. obratle z proximální části ramene; Mokrá-východ, tournai, zóna *Siphonodella bransoni*; 6 – *Eospondylus* sp., obratle z centrální části ramene; Mokrá-východ, tournai, zóna *Siphonodella bransoni*; 7 – Klasmuridae HAUDE, 1982, laterální ramenní element; Křtiny, famen, zóna střední *Palmatolepis gracilis expansa*; Grafické měřítko 250 μm.
Fig. 2: Ophiuroids arm vertebral ossicle. 1 – *Furcaster* sp., vertebral ossicle from the proximal part of the arms; Lesní lom, Famennian, *Protognathodus kockeli* Zone; 2 – *Furcaster* sp., vertebral ossicle from the central part of the arms; Lesní lom, Famennian, *Protognathodus kockeli* Zone; 3 – *Furcaster* sp.; vertebral ossicle from the central part of the arms; Mokrá-east, Tournaisian, *Siphonodella bransoni* Zone; 4 – *Furcaster* sp.; vertebral ossicle from the distal part of the arms; Křtiny, Tournaisian, *Siphonodella duplicata*; 5 – *Eospondylus* sp., vertebral ossicle from the proximal part of the arms; Mokrá-východ, Tournaisian, *Siphonodella bransoni* Zone; 6 – *Eospondylus* sp., vertebral ossicle from the central part of the arms; Mokrá-východ, Tournaisian, *Siphonodella bransoni* Zone; 7 – Klasmuridae HAUDE, 1982, lateral arm element; Křtiny, Famennian, Middle *Palmatolepis gracilis expansa* Zone. Graphic scale 250 μm.



Obr. 3: Sklerity sumýšů (holoturií). 1ab – *Achistrum* sp., interradiální element peripharyngeálního věnce; Lesní lom, famen, zóna *Protognathodus kockeli*; 2ab – *Achistrum* sp., radiální element peripharyngeálního věnce; Lesní lom, famen, zóna *Protognathodus kockeli*; 3 – *Eocaudina* cf. *concentrica* LANGER, 1991, trupový sklerit; Lesní lom, famen, zóna *Protognathodus kockeli*; 4 – *Eocaudina* cf. *septaforminalis* MARTIN, 1952, trupový sklerit; Lesní lom, famen, zóna *Protognathodus kockeli*; 5 – *Eocaudina* cf. *subhexagona* GUTSCHICK, CANIS ET BRILL, 1967; trupový sklerit; Lesní lom, famen, zóna *Protognathodus kockeli*; 6 – ?*Achistrum* sp., radiální sklerit; Křtiny, famen, zóna svrchní *Palmatolepis gracilis expansa*; 7 – *Myriotrochidae* THÉEL, 1877, radiální sklerit, famen, zóna *Siphonodella praesulcata*. Grafické měřítko 250 µm (kromě 6 a 7).

Fig. 3: 1ab – *Achistrum* sp., interradial element of the peripharyngeal ring; Lesní lom, Famennian, *Protognathodus kockeli* Zone; 2ab – *Achistrum* sp., radial element of the peripharyngeal ring; Lesní lom, Famennian, *Protognathodus kockeli* Zone; 3 – *Eocaudina* cf. *concentrica* LANGER, 1991, sieve plate; Lesní lom, Famennian, *Protognathodus kockeli* Zone; 4 – *Eocaudina* cf. *septaforminalis* MARTIN, 1952, sieve plate; Lesní lom, Famennian, *Protognathodus kockeli* Zone; 5 – *Eocaudina* cf. *subhexagona* GUTSCHICK, CANIS ET BRILL, 1967, sieve plate; Lesní lom, Famennian, *Protognathodus kockeli* Zone; 6 – ?*Achistrum* sp., wheel plate; Křtiny, Famennian, Upper *Palmatolepis gracilis expansa* Zone; 7 – *Myriotrochidae* THÉEL, 1877, wheel plate; Famennian, *Siphonodella praesulcata* Zone. Graphic scale 250 µm (except 6 a 7).

sklerity s asymetricky rozmístěnými oválnými póry a silnějším okrajem, který je místy bez pórů k druhu *Eocaudina* cf. *concentrica* LANGER, 1991 (obr. 3).

Řád Apodida BRANDT, 1835

Čeleď Achistridae FRIZZELL ET EXLINE, 1956

Náleží sem elementy peripharyngeálního věnce, přiřazené k rodu *Achistrum* ETHERIDGE, 1881. Některé radiální a ventrální sklerity jsou blízké druhu *Achistrum tuto* BOCZAROWSKI, 2001. Pochází z Lesního lomu (zóna *Pr. kockeli*) a z Mokré (zóna *Si. bransonii*). K tomuto rodu náleží také některé kormidlovité radiální sklerity (obr. 3).

Čeleď Myriotrochidae THÉEL, 1877

K této čeleďi pravděpodobně náleží některé další kormidlovité radiální sklerity (obr. 3).

Diskuze a závěr

Komplexnost stavby endoskeletonu a výrazná míra jeho disartikulace, způsobující ojedinělost nálezů kompletnějších exemplářů, znesnadňuje systematické studium ostnokožců. Společenstva jejich izolovaných skleritů tedy nemohou být často interpretována ve smyslu přirozené druhové diverzity, což platí hlavně pro holoturie, kdy jeden jedinec může nést tisíce skleritů několika typů. To platí i pro sklerity holoturií z Moravského krasu, které náleží nejběžněji k umělému rodu *Eocaudina* MARTIN, 1952. Některé tyto sklerity jsou dokonce k holothuriím řazeny s nejistotou, jako například druh ?*Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK, CANIS ET BRILL, 1967 (Boczarski 2001). U ofiuroidů je tato situace příznivější, především díky konzervačním lagerstätte, jako je například lokalita Hunsrück v Německu, odkud pochází více či méně kompletní nálezy

Řád Stenurida SPENCER, 1951

Čeleď Klasmuridae HAUDE, 1982

Této skupině náleží jeden laterální ramenní element ze zóny střední *Palmatolepis gracilis expansa* z lokality Křtiny (obr. 2).

Třída Holothuroidea DE BLAINVILLE, 1834

Řád Dendrochirotida GRUBE, 1840

Čeleď Calclamnidae FRIZZELL ET EXLINE, 1955

V celém studovaném stratigrafickém sledu a na všech lokalitách se průběžně vyskytují a jsou nejhodnější kruhové, více či méně symetricky perforované trupové sklerity sumýšů (holoturií), blízké druhu *Eocaudina* MARTIN, 1952. Kruhové sklerity s hexagonálními póry (centrální velké, periferní malé), které jsou odděleny tenkými lištami jsou blízké druhu ?*Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK, CANIS ET BRILL, 1967. Elipsovité, kruhové až hexagonální sklerity s oválnými póry, oddělenými širšími lištami byly předběžně přiřazeny k morfologicky variabilnímu druhu *Eocaudina* cf. *septaforminalis* MARTIN, 1952 a nepravidelné

zástupců z 8 čeledí a 13 rodů (Glas – Blake, 2004). Vzácné nálezy téměř kompletních ofiuroidů pochází také ze spodního karbonu andělskohorského a moravického souvrství Nízkého Jeseníku (Pek – Prokop 1986, Pek – Zapletal, 1988) a náleží rodu *Furcaster*. Nové nálezy izolovaných zbytků tohoto rodu z líšeňského souvrství Moravského krasu dokládají jejich širší stratigrafický rozsah v moravskoslezské zóně.

Eleutherozoidní echinodermata jsou nejhojněji zastoupena v poslední famenské zóně *Pr. kockeli*. Hojně jsou zde také drobní goniatiiti blízcí rodu *Acutimitoceras* (Kalvoda – Kukul, 1987), mlži *Guerichia* sp., gastropodi a nehojně brachiopodi a konodonti rodu *Protognathodus*. Toto společenstvo se objevuje po hangenberském eventu

s.s., tedy po jeho anoxické fázi, a jedná se pravděpodobně o oportunistickou faunu, která nastoupila po výrazném vymírání (Marynowski et al. 2012). Hojná přítomnost ofiuroidů a holoturií, jakožto zástupců oportunistických generalistů vázaných na bahnitě dno, do tohoto scénáře poměrně dobře zapadá.

Poděkování

Výzkum byl financován z grantu GAČR „Hranice devonu a karbonu v Evropě – multidisciplinární přístup“ (P210/11/1891). Autor je stipendista programu Brno Ph.D. talent – financuje statutární město Brno. Za konzultaci řešené problematiky patří srdečné poděkování dr. Rudolfu Prokopovi.

Literatura

- Boczarowski, A. (2001): Isolated sclerites of Devonian non-pelmatozoan echinoderms. – *Palaeontologia Polonica*, 59, 3–220. Warszawa.
- Hladil, J. – Krejčí, Z. – Kalvoda, J. – Ginter, M. – Galle, A. – Berousek, P. (1991): Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia). – *Bulletin de la Société belge de géologie*, 100, 57–119. Bruxelles.
- Glass, A. – Blake, D. B. (2004): The Hunsrück Slate (Lower Devonian, Lower Emsian) in the context of the Paleozoic history of the Ophiuroidea (Echinodermata). – Denver Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs, 36 (5), 525. Denver.
- Kalvoda, J. – Kukul, Z. (1987): Devonian-Carboniferous Boundary in the Moravian Karst at Lesní lom Quarry, Brno – Líšeň, Czechoslovakia. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 98, 95–117. Frankfurt a. M.
- Lehotský, T. (2004): Další nález fauny v andělskohorském souvrství (moravskoslezská jednotka Českého masivu). – 5. Paleontologická konference, 17.–18. června, zborník abstraktov, 64, ŠGÚDŠ Bratislava.
- Marynowski, L. – Zatoň, M. – Rakociński, M. – Filipiak, P. – Kurkiewicz, S. – Pearce, T. J. (2012): Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multi-proxy record. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 346, 66–86. Elsevier.
- Pek, I. – Prokop, R. J. (1986): *Furcaster* ? *moravicus* sp. n. (Ophiuroidea) z moravického souvrství (spodní karbon, Morava). – *Časopis Slezského Muzea v Opavě*, A, 35, 17–19. Opava.
- Pek, I. – Zapletal, J. (1988): Další nález hadic v kulmských sedimentech severní Moravy *Časopis Slezského Muzea v Opavě*, A, 37, 191–192. Opava.
- Prokop, R. J. (2007): Kosterní zbytky ježovek v silurských a devonských vápencích Českého krasu. *Český kras*, 33, 16–21. Beroun.

PŘEDBĚŽNÁ ZPRÁVA O VÝSKYTECH ICHTYOLITŮ VE SVRCHNÍM FAMENU A SPODNÍM TOURNAI MORAVSKÉHO KRASU

Preliminary report on the occurrence of the ichthyoliths in the Upper Famennian and Lower Tournaisian of the Moravian Karst

Tomáš Kumpan

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, Brno 611 37; e-mail: kumpan.tom@gmail.com

(24-41 Vyškov)

Key words: Moravo-Silesian Zone, Devonian, Carboniferous, micropaleontology, ichthyoliths

Abstract

A relatively large number of microvertebrate remains (ichthyoliths) was obtained during a recent micropaleontological research of the Devonian-Carboniferous boundary interval from the Líšeň Formation, Moravian Karst. Sections were sampled from the late Famennian Middle *Palmatolepis gracilis expansa* to the early Tournaisian *Siphonodella bransoni* conodont Zones in bed-by-bed manner. Samples were dissolved in 15% acetic acid and ichthyoliths were hand-picked from the sieved insoluble residues and then studied under a binocular microscope. Preservation of many presented ichthyoliths is excellent, allowing determination on the genus or even species-level. Despite the well preservation, a large number of obtained ichthyoliths were preliminary assigned only to the higher taxonomic units. The ichthyoliths belong to a wide range of taxonomic groups comprising chondrichthyan, sarcopterygian, actinopterygian and acanthodian classes. The class Actinopterygii, chondrichthyan orders Squatinactiformes (*Squatinactis* sp.) and *Ctenacanthiformes*, symmoriid shark family *Falcatidae* (genus *Denaea* sp.) and some species of the phoebodontid (*Phoebodus* cf. *limpidus*, *Phoebodus gothicus* and *Thrinacodus tranquilis*) and protacrodontid (?*Deihim* sp.) sharks are reported for the first time from the Moravian Karst Paleozoic sequences in this paper.

Úvod

Během biostratigrafických výzkumů v líšeňském souvrství Moravského krasu, zaměřených na konodontové fauny hraničního intervalu mezi devonem a karbonem, bylo získáno množství dalších skupin mikrofosilií. Mezi poměrně hojně patří ichtyolity, tedy převážně mikroskopické izolované zbytky rybovitých obratlovců. Jedná se především o jejich zuby, šupiny a vzácně také čelisti.

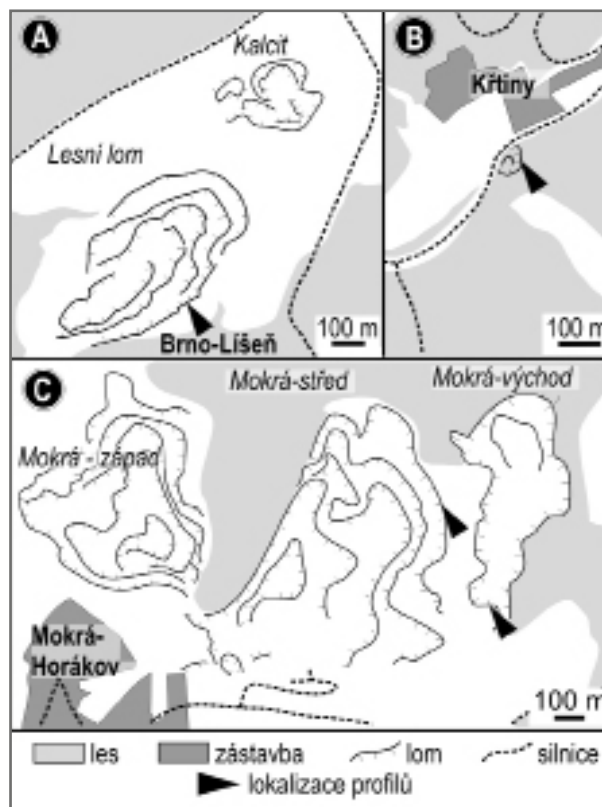
Ichtyolitům z moravskoslezského paleozoika nebylo věnováno mnoho pozornosti. Jako první se o nich zmínil Rzehak (1910), který popsal z Ochozské plošiny zbytek dermálního plátu (Placodermi) z „klymeniových“ vápenců středního famenu. Jaroš (1929) uvádí z lomů na Hádech u Brna nález trnů akantodů. Dále je Oppenheimerem (1930) popsán výskyt zubu žraloka „*Cladodus elongatus* Davis, 1883“ z „cheilocerových“ vápenců spodního famenu Hádké plošiny. Ichtyolity z hranice frasn/famen v severozápadním cípu Lesního lomu později popsal Ginter (in Hladil et al. 1991), který určil zuby paryb (čeleď *Symmoriidae*, *Phoebodontidae*, *Protacrodontidae*) a nozdratých ryb (čeleď *Onychodontidae*). Ichtyolity frasn-famenských profilů na Šumbeře a v Lesním lomu a famen-tournaiského profilu Lesního lomu se zabývala v diplomové práci Smutná (1995), která determinovala stejné skupiny jako Ginter (in Hladil et al. 1991).

Cílem této zprávy je předběžné zhodnocení nových nálezů ichtyolitů, které pocházejí jak ze zmíněného hraničního intervalu mezi famenem a tournai v Lesním lomu, studovaném Smutnou (1995), tak nově od Křtiny a Mokerských lomů (obr. 1).

Metody a materiál

Vápencové vzorky o hmotnosti 1–4 kg byly macerovány v ~15% roztoku kyseliny octové a získány

nerozpustný zbytek byl plaven přes síto s velikostí oka 0,125 mm. Po jeho vysušení byly mikrofosilie vybírány pod binokulární lupou.



Obr. 1: Lokalizace studovaných profilů. A – Lesní lom, B – Křtiny, C – Mokrá-střed a Mokrá-východ.

Fig. 1: Localization of the studied sections. A – Lesní lom, B – Křtiny, C – Mokrá-middle quarry and Mokrá-east.

Tab. 1: Studované ichtyolity z famenu a tournai Moravského krasu – determinované taxony, jejich stratigrafické rozšíření a lokality. * = nově zjištěné taxony pro paleozoikum Moravského krasu.

Tab. 1: Studied Famennian and Tournaisian ichthyoliths from the Moravian Karst – determined taxons, their stratigraphic distribution and localities. * = new taxa for the Paleozoic of the Moravian Karst.

	Stupeň	Konodontová zóna	Lokality
třída Chondrichthyes			
? <i>Stethacanthus</i> sp.	famen, tournai	svrchní <i>Pa. gr. expansa</i> , <i>Si. sulcata</i> , <i>Si. bransoni</i>	Lesní lom, Mokrá-střed, Mokrá-východ, Křtiny
<i>Danaea</i> sp. *	tournai	<i>Si. bransoni</i>	Lesní lom
<i>Phoebodus</i> cf. <i>limpidus</i> *	famen	střední <i>Pa. gr. expansa</i>	Křtiny
<i>Phoebodus</i> <i>gothicus</i> *	famen	svrchní <i>Pa. gr. expansa</i>	Křtiny
<i>Thrinacodus</i> cf. <i>tranquilis</i> *	tournai	<i>Si. sulcata</i>	Křtiny
<i>Squatina</i> sp. *	tournai	<i>Si. bransoni</i>	Lesní lom
Ctenacanthiformes gen. et sp. indet.	tournai	<i>Si. sulcata</i> , <i>Si. bransoni</i>	Lesní lom, Křtiny
? <i>Deihim</i> sp. *	tournai	<i>Si. sulcata</i>	Křtiny
třída Acanthodii			
? <i>Acanthodes</i> sp. *	tournai	<i>Si. sulcata</i>	Mokrá-střed
Ischnacanthiformes gen. et sp. indet.	tournai	<i>Si. sulcata</i>	Lesní lom
třída Sarcopterygii			
? <i>Strunius</i> sp.	tournai	<i>Si. sulcata</i>	Lesní lom, Mokrá-střed
třída Actinopterygii			
Palaeonisciformes gen. et sp. indet. *	famen, tournai	střední a svrchní <i>Pa. gr. expansa</i> , <i>Si. sulcata</i> , <i>Si. bransoni</i>	Lesní lom, Mokrá-střed, Křtiny

Studovány byly celkem čtyři profily (obr. 1) ve stratigrafickém rozsahu od pozdního famenu (konodontová zóna *Palmatolepis gracilis expansa*) do raného tournai (konodontová zóna *Siphonodella bransoni*). Na lokalitách Lesní lom (49° 13' 18,3" N, 16° 41' 46,4" E), Mokrá-střed (49° 13' 44" N, 16° 46' 8" E) a Mokrá-východ (49° 13' 44" N, 16° 46' 8" E) byly vzorkovány sledy horákovského faciálního vývoje, kde jsou svrchně famenské hádsko-říčské vápence ve spodním tournai vystřídány „svrchními“ křtinskými vápenci. V nečinném lomu jz. od Křtin (49° 17' 37,3" N, 16° 44' 6,3" E) byl detailně vzorkován sled v kondenzovaném vývoji, kde jsou famen i tournai zastoupeny facií křtinských vápenců.

Výsledky

Ze získaných mikrovertebrálních zbytků byla část, a to především příznivě zachované exempláře, předběžně taxonomicky zhodnocena. Některé ichtyolity se podařilo určit do druhové úrovně, značná část však prozatím zůstává v otevřené nomenklatuře či přiřazena pouze k vyšším taxonomickým úrovním (tab. 1).

Třída Chondrichthyes HUXLEY, 1880

Paryby jsou zastoupeny ve studovaném materiálu nejhojněji a jsou nejdiverzifikovanější. Vyskytují se jak zuby, tak různé typy šupin a dermálních destiček. Jejich taxonomické pojetí v této zprávě vychází z práce Ginter et al. (2010).

Podtřída Elasmobranchii BONAPARTE, 1838

Řád Symmoriiformes ZANGERL, 1981

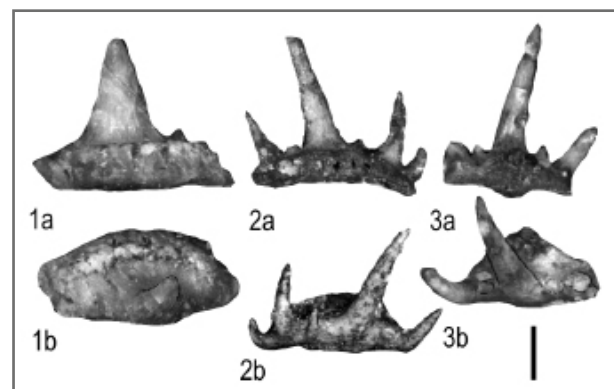
Čeleď Symmoriidae DEAN, 1974

Zuby náležící této skupině jsou hojné, předběžně přiřazené k rodu *Stethacanthus* NEWBERRY, 1889. Korunka zuby nese tři až pět robustních hrotů, z nichž největší je hrot centrální. Báze má oválný obrys a drobné výživovací

otvory na linguální straně (obr. 2). Vyskytují se jak ve famenu tak tournai v Lesním lomu, Mokré a ve Křtinách.

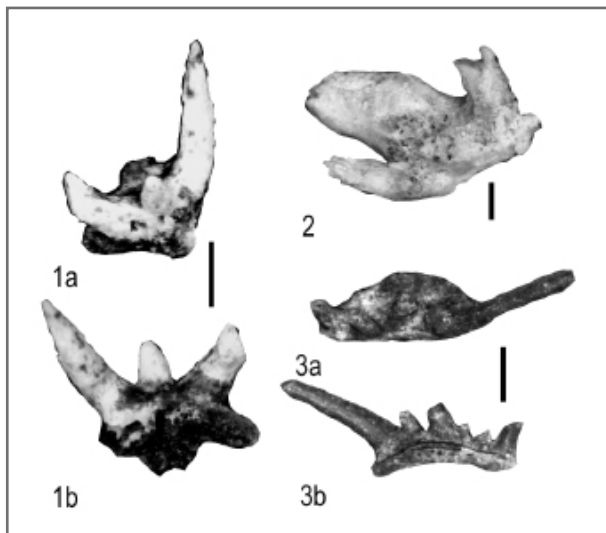
Čeleď Falcatidae ZANGERL, 1990

Zuby rodu *Danaea* PRUVOST, 1922 jsou podobné zubům *Stethacanthus*, avšak hroty jsou mnohem méně robustní, báze je trojúhelníkovitá, a tedy lingulolabiálně širší, a nese výrazné výživovací otvory (obr. 2). Nálezy pochází z tournai (zóna *Siphonodella bransoni*) z Lesního lomu.



Obr. 2: Ichthyolity řádu Symmoriiformes ZANGERL, 1981. 1 – ?*Stethacanthus* sp.; 1a – labiální pohled; 1b – koronální pohled; Lesní lom, tournai, zóna *Siphonodella bransoni*; 2 – *Danaea* sp.; 2a – labiální pohled; 2b – koronální pohled, Lesní lom, tournai, zóna *Siphonodella sulcata*; 3 – *Danaea* sp.; 3a – linguální pohled; 3b – koronální pohled, Lesní lom, tournai, zóna *Siphonodella sulcata*. Grafické měřítko 250 µm.

Fig. 2: Ichthyoliths of the order Symmoriiformes ZANGERL, 1981. 1 – ?*Stethacanthus* sp.; 1a – labial view; 1b – coronal view, Lesní lom, Tournaisian, *Siphonodella bransoni* Zone; 2 – *Danaea* sp.; 2a – labial view; 2b – coronal view, Lesní lom, Tournaisian, *Siphonodella sulcata* Zone; 3 – *Danaea* sp.; 3a – lingual view; 3b – coronal view, Lesní lom, Tournaisian, *Siphonodella sulcata* Zone. Graphic scale 250 µm.



Obr. 3: Ichthyolity čeledi Phoebodontidae WILLIAMS in ZANGERL, 1981. 1 – *Phoebodus gothicus* GINTER, 1990; 1a – koronální pohled; 1b – linguální pohled; Křtiny, famen, zóna svrchní *Palmatolepis gracilis expansa*; 2 – *Thrinacodus* cf. *tranquilus* GINTER, 2000; koronální pohled; Křtiny, tournai, zóna *Siphonodella sulcata*; 3 – *Phoebodus* cf. *limpidus* GINTER, 1990; 3a – koronální pohled; 3b – labiální pohled; Křtiny, famen, zóna střední *Palmatolepis gracilis expansa*. Grafické měřítko 250 μ m.

Fig. 3: Ichthyoliths of the family Phoebodontidae WILLIAMS in ZANGERL, 1981. 1 – *Phoebodus gothicus* GINTER, 1990; 1a – coronal view; 1b – lingual view, Křtiny, Famennian, Upper *Palmatolepis gracilis expansa* Zone; 2 – *Thrinacodus* cf. *tranquilus* GINTER, 2000; coronal view; Křtiny, Tournaisian, *Siphonodella sulcata* Zone. 3 – *Phoebodus* cf. *limpidus* GINTER, 1990; 3a – coronal view, 3b – labial view; Křtiny, Famennian, Middle *Palmatolepis gracilis expansa* Zone. Graphic scale 250 μ m.

Řád Phoebodontiformes GINTER, HAIRAPETIAN, KLUG, 2002

Zuby phoebodontních žraloků se liší od ostatních zubů velikostí centrálního hrotu korunky, který je stejně vysoký nebo nižší, než hroty laterální.

Čeleď Phoebodontidae WILLIAMS in ZANGERL, 1981

Bylo nalezeno několik málo zubů, náležející této čeledi. Druh *Phoebodus* cf. *limpidus* GINTER, 1990 ze zóny střední *Palmatolepis gracilis expansa* má korunku s dlouhými laterálními hroty, nižším centrálním hrotem (který je u nalezeného exempláře částečně odlomený) a tři drobné doplňkové hroty. Báze má oválný obrys s výraznými výběžky v jak v linguálním, tak labiálním směru (obr. 3). *Phoebodus gothicus* GINTER 1990 byl nalezen v zóně svrchní *Palmatolepis gracilis expansa* a má mohutné laterální hroty, menší centrální hrot a symetrickou bázi, výrazně protaženou v linguálním směru (obr. 3). Netypický asymetrický phoebodontidní zub ze zóny *Siphonodella sulcata* lze přiřadit k druhu *Thrinacodus* cf. *tranquilus* GINTER, 2000 (obr. 3).

Řád Squatinactiformes ZANGERL, 1981

Čeleď Squatinactidae CAPPETTA, DUFFIN, ZIDEK, 1993

Zub náležící rodu *Squatinactis* LUND and ZANGERL, 1974 má korunku s vysokým centrálním hrotem a dvěma

páry velmi drobných doplňkových hrotů. V labiobazální oblasti je zub konkávní (obr. 4). Nalezen byl na bázi zóny *Siphonodella bransonii* v Lesním lomu.

Řád Ctenacanthiformes GLIKMAN, 1964

Šupiny, resp. dermální zoubky (odontody) ktenacanthiformního typu jsou charakterizovány elipsovitou až asymetrickou bází, která je plochá či konkávní, a kompaktní korunkou, nesoucí (sub)paralelní rýhy a výběžky. Nálezy těchto odontodů pochází ze zóny *Siphonodella sulcata* a *Siphonodella bransonii*.

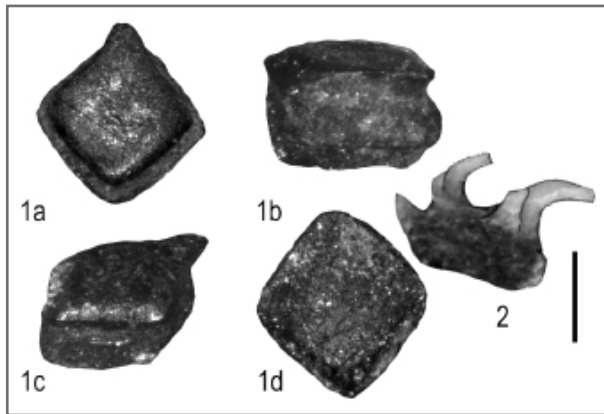
Kohorta Euselachii HAY, 1902

Čeleď Protacrodontidae CAPPETTA, DUFFIN, ZIDEK, 1993

Tato skupina je ve studovaném materiálu vzácná, determinován byl prozatím pouze jeden asymetrický, typicky lingulolabiálně zploštělý zub s velkým centrálním hrotem. Tři menší laterální hroty jsou vyvinuty pouze na jedné straně od centrálního hrotu (vpravo při labiálním pohledu). Báze je vysoká, konkávní, s výraznou řadou vyživujících pórů. Na základě přítomnosti akcesorních labiálních hrotů lze tento zub přiřadit k rodu *Deihim* GINTER, HAIRAPETIAN, KLUG, 2002 (obr. 4). Zub pochází ze zóny *Siphonodella sulcata* z lokality Křtiny.



Obr. 4: Zuby různých skupin ryb. 1 – *Deihim* sp.; 1a – linguální pohled; 1b – labio-koronální pohled; Křtiny, tournai, zóna *Siphonodella sulcata*; 2 – *Squatinactis* sp.; 2a – linguální pohled; 2b – koronální pohled, Lesní lom, tournai, zóna *Siphonodella bransonii*; 3 a 4 – *Strunius* sp., Lesní lom, tournai, zóna *Siphonodella sulcata*; 5 – Palaeonisciformes gen. et sp. indet.; Křtiny, famen, zóna střední *Palmatolepis gracilis expansa*. Grafické měřítko 250 μ m. Fig. 4: – Teeth of the various fish taxonomic groups. 1 – *Deihim* sp.; 1a – lingual view; 1b – labio-coronal view; Křtiny, Tournaisian, *Siphonodella sulcata* Zone; 2 – *Squatinactis* sp.; 2a – lingual view; 2b – coronal view, Lesní lom, Tournaisian, *Siphonodella bransonii* Zone; 3 a 4 – *Strunius* sp., Lesní lom, Tournaisian, *Siphonodella sulcata* Zone; 5 – Palaeonisciformes gen. et sp. indet.; Křtiny, Famennian, Middle *Palmatolepis gracilis expansa* Zone. Graphic scale 250 μ m.



Obr. 5: Ichthyolity třídy Acanthodii. 1 – šupina typu ?*Acanthodes* sp.; 1a – koronální pohled; 1b – laterální pohled; 1c – ventro-laterální pohled; 1d – bazální pohled, Mokrá-střed, tournai, zóna *Siphonodella sulcata*; 2a–b – *Ischnacanthiformes* gen. et sp. indet – zubní závit, Lesní lom, tournai, zóna *Siphonodella sulcata*. Grafické měřítko 500 µm.

Fig. 5: Ichthyoliths of the class Acanthodii OWEN, 1846. 1 – scale of the type ?*Acanthodes* sp.; 1a – coronal view; 1b – lateral view; 1c – ventro-lateral view; 1d – basal view, Mokrá-middle quarry, Tournaisian, *Siphonodella sulcata* Zone; 2a–b – *Ischnacanthiformes* gen. et sp. indet – tooth whorl; Lesní lom, Tournaisian, *Siphonodella sulcata* Zone. Graphic scale 500 µm.

Třída Acanthodii OWEN, 1846

Řád Acanthodiformes BERG, 1940

Ichthyolity patří k tomuto řádu jsou zastoupeny především šupinami, které mají hladkou a mírně klenutou korunku rombického obrysu a výrazně vyklenutou bázi. Byly nalezeny pouze na bázi zóny *Siphonodella sulcata* v lomu Mokrá-střed a jsou prozatím ponechány v otevřené nomenklatuře jako ?*Acanthodes* sp. (obr. 5).

Řád *Ischnacanthiformes* BERG, 1940

Ze zóny *Siphonodella sulcata* v Lesním lomu pochází zubní závit (obr. 5) náležící této třídě.

Třída *Sarcopterygii* ROMER, 1955

Řád *Onychodontiformes* ANDREWS, 1973

Čeleď *Onychodontidae* WOODWARD, 1891

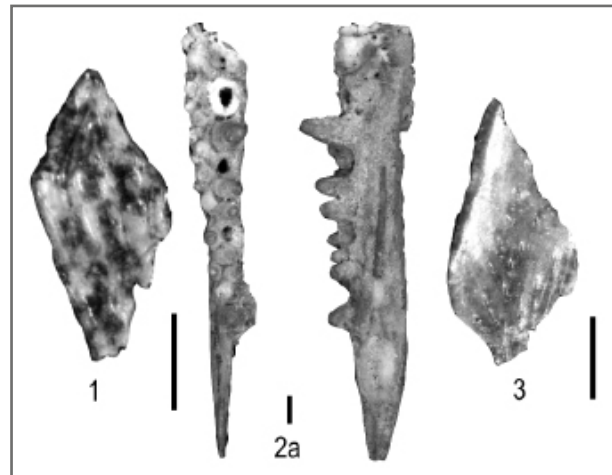
K této skupině lze přiřadit zuby s jediným mohutným hrotem a vysokou bází, která je u jednoho exempláře bifurkátní. Dále byl nalezen exemplář se dvěma hroty a jedná se pravděpodobně o srůst dvou zubů. Tyto zuby jsou blízké rodu *Strunius* JESEN, 1966 a pochází ze zóny *Siphonodella sulcata* (obr. 4).

Třída *Actinopterygii* KLEIN, 1885

K paprskoploutvým rybám jsou řazeny dva nálezy úlomků čelistí ze Křtin, ze zóny střední *Palmatolepis gracilis expansa*. Přítomny jsou dvě řady dutých kónických zubů, větších a menších, svědčících o nahrazování zubů během života (obr. 6).

Řád *Palaeonisciformes* HAY, 1902

Tento řád zastupují jednoduché zuby, které představují dutý hrot bez báze (obr. 4), dále pak ojedinelé šupiny



Obr. 6: Různé ichthyolity. 1 a 3 – šupiny paprskoploutvých ryb; Lesní lom, tournai, zóna *Siphonodella sulcata* a *Siphonodella bransoni*; 2 – *Actinopterygii*, úlomek spodní čelisti; Křtiny, famen, zóna střední *Palmatolepis gracilis expansa*. Grafické měřítko 500 µm.

Fig. 6: Various ichthyoliths. 1 and 3 – actinopterygian scales, Lesní lom, Tournaisian, *Siphonodella sulcata* and *Siphonodella bransoni* Zone; 2 – *Actinopterygii* KLEIN, 1885, jaw fragment; Křtiny, Famennian, Middle *Palmatolepis gracilis expansa* Zone. Graphic scale 500 µm.

(obr. 6). Byly nalezeny na všech studovaných lokalitách jak ve famenu, tak tournai.

Diskuze a závěr

Společenstvo ichthyolitů ze svrchního famenu a spodního tournai Moravského krasu je poměrně pestré a v některých stratigrafických úrovních také hojné. Ve studovaném materiálu se vyskytuje široká škála typů mikrovertebrálních zbytků náležejících taxonomickým skupinám, které nebyly dosud z paleozoika Moravského krasu uváděny (tab. 1). Jedná se o zástupce paryb z rodu *Denaea* (čeleď *Falcatidae*), phoebodontních žraloků *Phoebodus* cf. *limpidus*, *P. gothicus* a *Thrinacrodus* cf. *tranquillus*, protacrodontních žraloků *Deihim* a zástupce řádů *Squatinactiformes* (rod *Squatinactis*) a *Ctenacanthiformes*. Poprvé jsou ze studovaného území zmíněny i zbytky paprskoploutvých ryb řádu *Palaeonisciformes*.

Nejvíce ichthyolitů poskytla bazální poloha první tournaiské konodontové zóny *Siphonodella sulcata* v Lesním lomu, uváděná již Smutnou (1995). Probíhající výzkumy nově potvrdily bohatý výskyt ichthyolitů z této zóny i na lokalitách Mokrá-východ a Křtiny. Zajímavá je vysoká četnost šupin akantodů na Mokré, zatímco v Lesním lomu se jedná o nehojné zubní závit. Rozvoj akantodů na počátku tournai je znám např. z Austrálie (Burrow et al. 2010) nebo jižní Číny, kde lze nástup druhu *Acanthodes guizhouensis* využít jako alternativní marker hranice mezi devonem a karbonem (Quiang 1989).

Zajímavý je nález zubu z tournaiské zóny *Siphonodella bransoni*, který náleží rodu *Squatinactis* (obr. 4) a je morfologicky blízký druhu *Squatinactis glabrum* GINTER, 1999. Výskyt tohoto druhu byl však zatím znám pouze od raného do středního famenu (Hairapetian – Ginter 2010).

Z paleogeografického hlediska představuje většina determinovaných rodů (např. *Phoebodus*, *Thrinacodus*, *Stethacanthus*) významné kosmopolitní taxony středního paleozoika paleotethydní oblasti. Na základě jejich stratigrafických rozsahů byly vypracovány ichtyolitové zonace (např. na australských nebo čínských profilech), které jsou však prozatím nejednotné (Burrow et al. 2010).

Výzkum ichtyolitů paleozoika Moravského krasu je v této chvíli na svém počátku. Navazující detailnější taxonomické a stratigrafické vyhodnocení rozsáhlejšího

fosilního materiálu může mít v budoucnu přínos pro alternativní biostratigrafické rozčlenění líšeňského souvrství.

Poděkování

Výzkum byl financován z grantu GAČR „Hranice devonu a karbonu v Evropě – multidisciplinární přístup“ (P210/11/1891). Autor je stipendista programu Brno Ph.D. talent – financuje statutární město Brno. Za konzultaci některých ichtyolitů patří velký dík prof. M. Ginterovi z Varšavské univerzity.

Literatura

- Burrow, C. J. – Turner, S. – Young, G. C. (2010): Middle Palaeozoic microvertebrate assemblages and biogeography of East Gondwana (Australasia, Antarctica). – *Palaeoworld*, 19, 37–54. Nanjing.
- Ginter, M. – Hampe, O. – Duffin, C. J. (2010): Chondrichthyes Paleozoic Elasmobranchii: Teeth. – *Handbook of Paleichthyology*, 3D. 168 str. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- Hairapetian, V. – Ginter, M. (2010): Pelagic chondrichthyan microremains from the Upper Devonian of the Kale Sardar section, eastern Iran. – *Acta Geologica Polonica*, 60 (3), 357–371. Warszawa.
- Hladil, J. – Krejčí, Z. – Kalvoda, J. – Ginter, M. – Galle, A. – Berousek, P. (1991): Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia). – *Bulletin de la Société belge de géologie*, 100, 57–119. Bruxelles.
- Jaroš, Z. (1929): Fauna nejvyššího horizontu ve svrchním devonu na Hádech u Brna. – *Věstník Státního geologického ústavu ČSR*, 2–3, 1–8. Praha.
- Oppenheimer, J. (1930): Neue Beiträge zur Geologie des Oberdevons von Brünn. – *Sborník Státního geologického ústavu*, 9, 219–234. Praha.
- Qiang J. (1989): The Dapoushang section: an excellent section for the Devonian-Carboniferous boundary stratotype in China. – Science press. 245 str. Beijing.
- Rzehak, A. (1910): Der Brünner Clymenienkalk. – *Z. Mähr. Landesmus.*, 10, 149–216. Brno.
- Smutná, S. (1995): Ichtilyoty svrchního devonu v jižní části Moravského krasu. – MS, diplomová práce, PřF MU. Brno.

ANNULATA EVENT Z PROFILU V JÁMOVÉM LŮMKU U OCHOZI U BRNA – POZNÁMKY KE KONODONTOVÉ BIOSTRATIGRAFII (FAMEN, MORAVSKÝ KRAS)

Annulata event from a pit-quarry near Ochoz u Brna – remarks on conodont biostratigraphy (Famennian, Moravian Karst)

Tomáš Weiner, Jiří Kalvoda

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

(24-41 Vyškov)

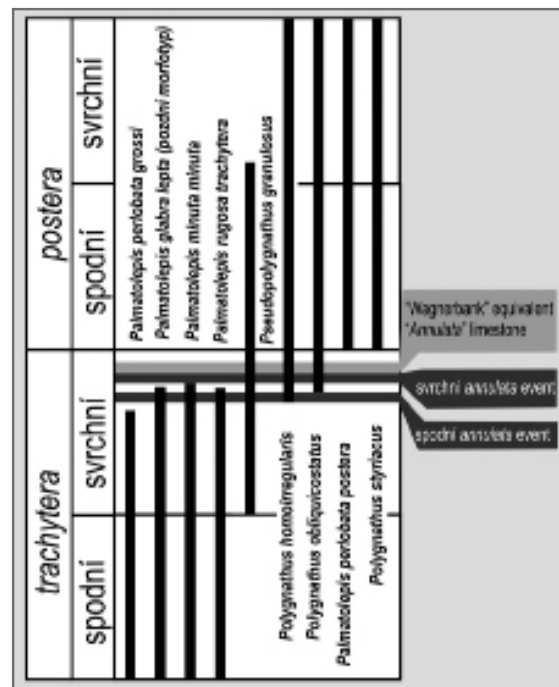
Key words: Moravian Karst, Famennian, *Annulata* event, Líšeň Formation, conodont biostratigraphy

Abstract

About two meters thick section of the Famennian Křtiny Limestones (Líšeň Formation) was studied in a small pit-quarry near the road leading from Brno-Líšeň to Ochoz u Brna. Conodont samples were taken from seven different stratigraphical levels. A richly fossiliferous interval (about 40 cm thick) can be distinguished in the higher part of the section. This interval is characterized by abundant occurrence of clymenids, bivalves, orthocone nautiloids, trilobites and other groups. Black limestone lenses (maximal thickness about 10 cm) are developed in the lowermost part of the richly fossiliferous interval. A presence of *Palmatolepis glabra lept* (late morphotype), *Palmatolepis minuta minuta* and *Palmatolepis rugosa trachytera* suggests these black limestones probably represent the Lower *Annulata* event (Upper *Palmatolepis rugosa trachytera* zone). *Polygnathus styriacus* indicating the base of the *Palmatolepis perlobata postera* zone enters within about 10 centimeters thick interval of dark grey biotrititic limestones which occur closely above the black limestone lenses. The Upper *Annulata* event and equivalents of „Wagnerbank“ or „*Annulata* limestone“ were not distinguished in the studied section. This might be caused by condensed sedimentation. Grey limestones and marly limestones belonging to the higher part of the richly fossiliferous interval are placed above the base of the *Palmatolepis perlobata postera* zone. The studied locality might correspond to the original fossil site described by Rzehak in 1910.

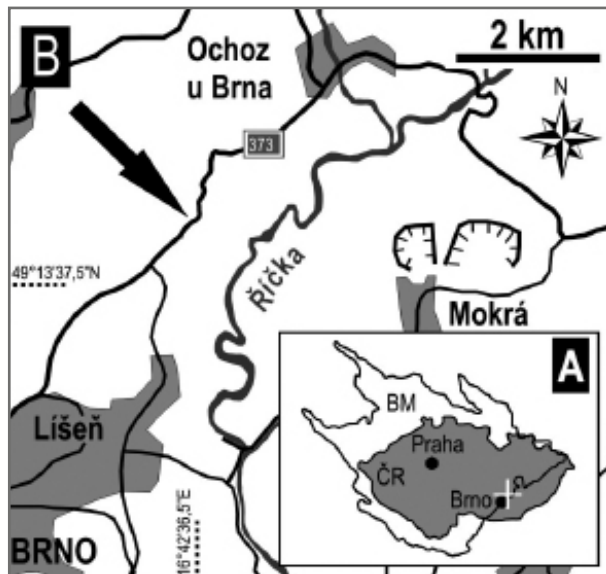
Úvod

Globálně rozšířené střednofamenské *annulata* eventy bývají spojovány s krátkodobým interglaciálním vzestupem úrovně mořské hladiny, který přerušil celkové trendy regrese a postupné ochlazování klimatu (Sandberg et al. 2002, Joachimski et al. 2009). Vyznačují se polohami tmavě šedých až černých anoxických nebo hypoxických sedimentů, které často obsahují hojnou makrofaunu složenou zejména z ammonoidů, mlžů, ortokonních nautiloidů a ostrakodů (viz např. Walliser 1996). *Annulata* eventy stratigraficky spadají na bázi cephalopodové zóny *Platyclymenia annulata* (UD IV-A sensu Becker – House 2000). Korelace s konodontovou zonací byla delší dobu interpretována nejednotně. Předchozí autoři zařazovali *annulata* eventy do svrchní části zóny *Palmatolepis rugosa trachytera* (např. Walliser 1996, Raczka et al. 2010), kolem rozhraní zón *Palmatolepis rugosa trachytera* a *Palmatolepis perlobata postera* (House 2002) a do zóny spodní *Palmatolepis perlobata postera* (např. Korn – Ziegler 2002, Clausen – Korn 2008). Podle nejnovějších závěrů Hartenfelse (2011), který studoval detailně vzorkované profily z Německa (Rýnský masiv, saxothuringikum), Polska (Svatokřížské hory) a jv. Maroka, náleží spodní a svrchní *annulata* eventy do zóny svrchní *Palmatolepis rugosa trachytera*. Do této zóny zařadil i nadložní polohy slínovce „Wagnerbank“ a jeho ekvivalenty (např. „*Annulata*“ limestone) (viz obr. 1). Na profilech může být vyvinuta jedna nebo více poloh (zpravidla dvě) černých vápenců nebo břidlic *annulata* eventů (např. Walliser 1996, Korn 2004, Raczka et al. 2009, Hartenfels 2011). Z Moravského krasu



Obr. 1: Stratigrafické rozsahy vybraných konodontových taxonů v rámci konodontových zón *Palmatolepis rugosa trachytera* („trachytera“) a *Palmatolepis perlobata postera* („postera“) vztahovaných k *annulata* eventům. Upraveno podle Hartenfelse (2011).

Fig. 1: Stratigraphic ranges of selected conodont taxa around the *Annulata* events within the *Palmatolepis rugosa trachytera* („trachytera“) and *Palmatolepis perlobata postera* („postera“) conodont zones. Modified after Hartenfels (2011).



Obr. 2: A – poloha studované lokality (bílý křížek) v rámci České republiky (ČR) a Českého masivu (BM); B – poloha studované lokality (šipka) v jižní části Moravského krasu.

Fig. 2: A – Geographic position of the studied locality (marked by white cross) in the southeast part of the Czech Republic (ČR) and Bohemian Massif (BM); B – Geographic position of the new locality (marked by arrow) in the south part of the Moravian Karst.

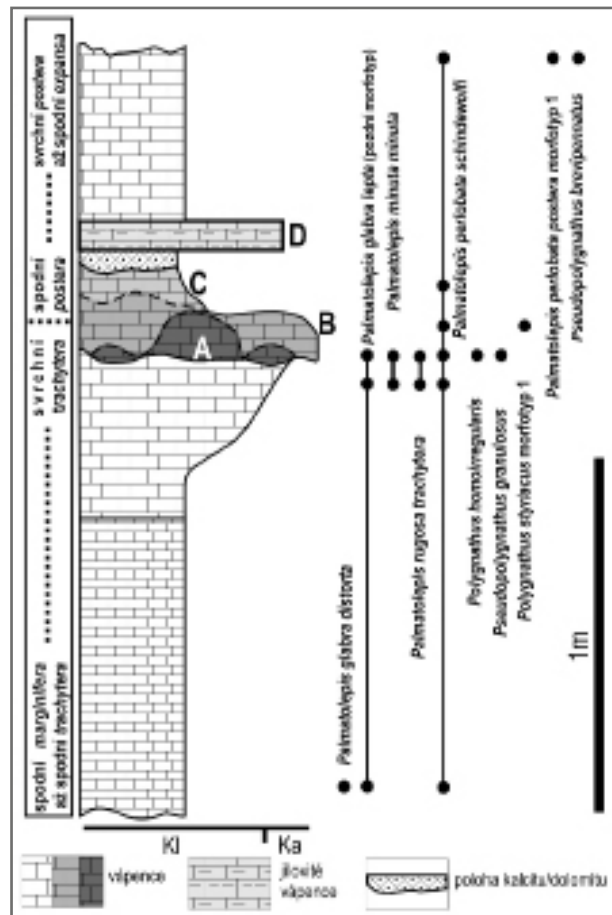
byly polohy odpovídající *annulata* eventu dosud popsány z oblasti mezi Ochozí u Brna a Brnem-Lišní (Rzehak 1910) a z lomu Mokrá (Dvořák et al. 1988). V roce 2009 byly T. Viktorýnem zjištěny čocky černých vápenců v jámovém lůmku situovaném při západním okraji silnice z Brna-Lišně do Ochozi u Brna (obr. 2). Vzhledem k přítomnosti odpovídající makrofauny, zejména akumulací typických ammonoidů včetně vůdčího taxonu *Platyclymenia annulata* MÜNSTER, i litologické totožnosti materiálu je pravděpodobné, že by se mohlo jednat právě o lokalitu popsanou Rzehakem (1910). Ten zřejmě nedopatřením uvedl chybnou lokalizaci, podle které by lokalita měla být situována severněji v oblasti výskytu devonských bazálních klastik, na což upozornil již Chlupáč (1966).

Metodika

Na profilu odkrytém ve zmíněném jámovém lůmku byla makroskopicky popsána litologie, která je znázorněna v litologickém schématu (obr. 3). Následně byly odebrány vzorky vápenců ze sedmi úrovní, které byly dále macerovány v cca 15% roztoku kyseliny octové. Z nerozpustného zbytku byly konodontové elementy manuálně separovány a následně determinovány. V článku je použita standardní konodontová zonace sensu Ziegler – Sandberg (1984).

Popis profilu

Odkrytý sled o mocnosti cca 2 m (obr. 3) je tvořen převážně šedými křtinskými vápenci. Přibližně v rozmezí mocnosti 1,3 až 1,7 m nad bází profilu je vyvinut interval s hojnou makrofaunou. Jeho nejnižší část tvoří horizont černých čockovitých „klymeniových“ vápenců (obr. 3, poloha A) o maximální mocnosti 10 až 15 cm s četnou faunou



Obr. 3: Litologické schéma studovaného profilu, zjištěné stratigrafické rozsahy vybraných konodontových taxonů a konodontová zonace (sensu Ziegler – Sandberg 1984). Zkratky: K1 – kalcilitut, Ka – kalcarenit.

Fig. 3: Lithological scheme of studied section, stratigraphic ranges of selected conodont taxa and standard conodont zonation (sensu Ziegler – Sandberg 1984). Abbreviations: K1 – calcilutite, Ka – calcarenite.

klymenii (zejména *Platyclymenia*), epiplanktonních mlžů (*Guerichia*), goniatitů a dalších skupin. Při svrchní části čockek černých vápenců je nesouvisle vyvinuta cca 1 cm mocná poloha vyznačující se akumulací makroskopicky nedeterminovatelných fragmentů schránek (ve schématu na obr. 3 byla tato poloha zanedbána). Směrem do nadloží je vyvinuta poloha tmavěji šedého biodetritického vápence (obr. 3, poloha B), která rovněž obsahuje relativně četnou makrofaunu složenou z ammonoidů, ortokonních nautiloidů, mlžů, trilobitů a dalších skupin. Směrem do nadloží tato poloha přechází do přibližně 10 cm mocného šedého vápence (obr. 3, poloha C) s četnými trilobity a další faunou (mlži, klymenie, ortokonní nautiloidi). Výše spočívá cca 5 cm mocná poloha tvořená rezavým a bílým sparitickým kalcitem nebo případně dolomitem, ve které je místy patrná bioturbace. Nad ní je vyvinuta poloha jílovitého vápence (obr. 3, poloha D) s trilobity, mlži a cephalopody, která představuje stratigraficky nejmladší polohu zmíněného intervalu s hojnou makrofaunou. Směrem do nadloží pokračuje sled šedých křtinských vápenců.

Konodontová biostratigrafie

Konodontová fauna z báze profilu poskytla mj. konodonty *Palmatolepis glabra lepta* ZIEGLER – HUDDLE (pozdní morfotyp), *Palmatolepis glabra distorta* BRANSON – MEHL a *Palmatolepis marginifera marginifera* HELMS, kteří svědčí pro rozpětí zón spodní *Palmatolepis marginifera* až spodní *Palmatolepis rugosa trachytera*. Ze vzorku pocházejícího z polohy cca 10 cm pod ččkami černých vápenců *annulata* eventu lze zmínit taxony *Palmatolepis glabra lepta* (pozdní morfotyp), *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON – MEHL, *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER a *Palmatolepis cf. glabra distorta*, které dokládají zónu *Palmatolepis rugosa trachytera*. Další vzorek, který byl odebrán z čček černých vápenců (obr. 3, poloha A), poskytl ze stratigraficky významnějších konodontů taxony *Palmatolepis glabra lepta* (pozdní morfotyp), *Palmatolepis minuta minuta*, *Palmatolepis rugosa trachytera*, *Palmatolepis perlobata cf. grossi*, *Polygnathus homoirregularis* ZIEGLER, *Polygnathus cf. obliquicostatus* a *Pseudopolygnathus granulosus* BRANSON – MEHL. Společenstvo náleží zóně svrchní *Palmatolepis rugosa trachytera*. Ve vzorku biodetritického vápence (obr. 3, poloha B) vyvinutého v nadloží černých čček „klymeniových“ vápenců byl kromě jiných konodontových taxonů ojediněle přítomen *Polygnathus styriacus* ZIEGLER, který nastupuje na bázi zóny spodní *Palmatolepis perlobata postera*. Z nadložní polohy šedého vápence (obr. 3, poloha C) byly zjištěny konodontové taxony, které z hlediska detailní biostratigrafie nejsou příliš informativní, nicméně tato poloha spadá pravděpodobně do rozpětí zón spodní až svrchní *Palmatolepis perlobata postera*. Z polohy jílovitého vápence (obr. 3, poloha D) byly získány pouze 2 platformní elementy *Palmatolepis* sp. Z nejvyšší polohy v profilu byly determinovány taxony *Palmatolepis perlobata postera* ZIEGLER (morfotyp 1), *Palmatolepis rugosa cf. rugosa*, *Pseudopolygnathus brevipennatus* ZIEGLER, *Pseudopolygnathus controversus* SANDBERG – ZIEGLER (morfotyp 2) a *Polygnathus obliquicostatus* ZIEGLER. Přítomnost zmíněných taxonů umožňuje zařazení do rozpětí nejvyšší části zóny svrchní *Palmatolepis perlobata postera* až nižší části zóny střední *Palmatolepis gracilis expansa*.

Diskuze a závěr

Taxony *Palmatolepis glabra lepta* (pozdní morfotyp), *Palmatolepis minuta minuta* a *Palmatolepis rugosa trachytera* v poloze čček černých vápenců (obr. 3, poloha A) svědčí pro spodní *annulata* event (obr. 1). Ve spodním *annulata* eventu se podle Hartenfelse (2011) poprvé objevují některé konodontové taxony (např. *Polygnathus homoirregularis*) a zároveň do něj zasahují jiné taxony, které vymizí pod stratigrafickou úrovní svrchního *annulata* eventu (např. *Palmatolepis glabra lepta* – pozdní morfotyp). Pro rozlišení svrchního *annulata* eventu však nelze obdobnou kombinaci posledních a prvních výskytů taxonů použít. Svrchní *annulata* event a stratigrafické úrovně odpovídající polohám „Wagnerbank“ či „Annulata“ limestone se nepodařilo na studovaném profilu jednoznačně rozlišit. Je však možné, že by tyto stratigrafické úrovně i báze zóny *Palmatolepis perlobata postera* mohly být kondenzovány v rámci polohy biodetritického vápence (obr. 3, poloha B) do velmi malých mocností. Vyšší části intervalu s hojnou makrofaunou (obr. 3, polohy C, D) spadají již nad bázi zóny *Palmatolepis perlobata postera* a jsou tudíž stratigraficky mladší než fosiliferní polohy „Wagnerbank“ a „Annulata“ limestone (obr. 1).

Poděkování

Poděkování patří Dr. Svenu Hartenfelsovi (Westfälische Wilhelms-Universität Münster, SRN) za konzultaci určení některých konodontových elementů, prof. Thomasi Ralphu Beckerovi (Westfälische Wilhelms-Universität Münster, SRN) za vyjádření k makrofauně cephalopodů a v neposlední řadě Bc. Hedvice Poukarové za poznámky k manuskriptu a za asistenci v terénu. Za pomoc v terénu patří poděkování též Tomáši Viktorýnovi. Recenzentům doc. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. a Mgr. Tomáši Kumpanovi děkujeme za podnětné připomínky k textu. Tento výzkum byl financován z grantového projektu GAČR (P210/11/1891).

Literatura

- Becker, R. T. – House, M. R. (2000): Devonian ammonoid zones and their correlation with established series and stage boundaries. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 220, 113–151.
- Clausen, C.-D. – Korn, D. (2008): Hoheres Mitteldevon und Oberdevon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges (mit Velberter Sattel und Kellerwald). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission: Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 52, 439–481.
- Dvořák, J. – Friáková, O. – Kullmann, J. (1988): Influence of Volcanism on Upper Devonian Black Limestone and Shale Deposition, Czechoslovakia. – In: McMillan, N. J. – Embry, A. F. – Glass, D. J. (eds): Devonian of the World. – Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 14, 2, 393–398.
- Hartenfels, S. (2011): Die globalen *Annulata-Events* und die Dasberg-Krise (Famennium, Oberdevon) in Europa und Nord-Afrika – hochauflösende Conodonten-Stratigraphie, Karbonat-Mikrofazies, Paläoökologie und Paläodiversität. – *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 105, 17–527.
- House, M. R. (2002): Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 5–25.
- Chlupáč, I. (1966): Nové nálezy klymení ve svrchním devonu Moravského krasu. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 41, 93–98.
- Joachimski, M. M. – Breisig, S. – Buggisch, W. – Talent, J. A. – Mawson, R. – Gereke, M. – Morrow, J. R. – Day, J. – Weddige, K. (2009): Devonian climate and reef evolution: insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 3–4, 599–609.
- Korn, D. (2004): The mid-Famennian ammonoid succession in the Rhenish Mountains: the “*annulata* Event” reconsidered. – *Geological Quarterly*, 48, 245–252.
- Korn, D. – Ziegler, W. (2002): The ammonoid and conodont zonation at Enkenberg (Famennian, Late Devonian; Rhenish Mountains). – *Senckenbergiana lethaea*, 82, 2, 453–462.
- Raczka, M. – Marynowski, L. – Filipiak, P. – Sobstel, M. – Piszczowska, A. – Bond, D. P. G. (2010): Anoxic *Annulata* events in the Late Famennian of the Holy Cross Mountains (Southern Poland): Geochemical and palaeontological record. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 549–575.
- Rzehak, A. (1910): Der Brüner Clymenienkalk. – *Zeitschrift des Mährischen Landesmuseums*, 10, 149–216.
- Sandberg, C. A. – Morrow, J. R. – Ziegler, W. (2002): Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. – In: Koeberl, C. – MacLeod, K. G. (eds): Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. – Geological Society of America, Special Papers, 356, 473–487.
- Walliser, O. H. (1996): Global events in the Devonian and Carboniferous. – In: Walliser O. H. (ed.): *Global Events and Event Stratigraphy*, 225–250, Springer.
- Ziegler, W. – Sandberg, C. A. (1984): *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – In: Clark, D. L.: *Conodont Biofacies and Provincialism*. – Geological Society of America, Special Papers, 179–194.

MUSKOVIT-BIOTITICKÝ GRANIT Z KALVÁRIE V JIHLAVĚ

Muscovite-biotite granite from the Kalvárie hill in the Jihlava town

Miloš René

Ústav struktury a mechaniky hornin Akademie věd ČR, v. v. i., V Holešovičkách 94/41, 182 09 Praha; e-mail: rene@irms.cas.cz

(23–23 Jihlava)

Key words: Bohemian Massif, Moldanubian batholith, granite, petrology, geochemistry

Abstract

The fine-grained to medium-grained muscovite-biotite granite occurs on the Kalvárie hill in the Jihlava town. It contains quartz, K-feldspar ($Or_{7-9}Ab_{9-21}An_{0-0.10}$), plagioclase (An_{11-20}), biotite and muscovite. Mn-bearing ilmenite, apatite, andalusite, zircon and monazite are accessories. Granites are peraluminous (A/CNK 1.12) and display relatively high K/Rb ratio (179–184). Compared to common S-type granites, rocks from the Kalvárie hill are poor in Mg (0.4 wt. % MgO), Ca (0.7–0.8 wt. % CaO), Rb (237–245 ppm), Zr (84–86 ppm) and bulk of REE (97 ppm). These granites could be ranged to the Bílý Kámen variety of the Moldanubian batholith.

Úvod

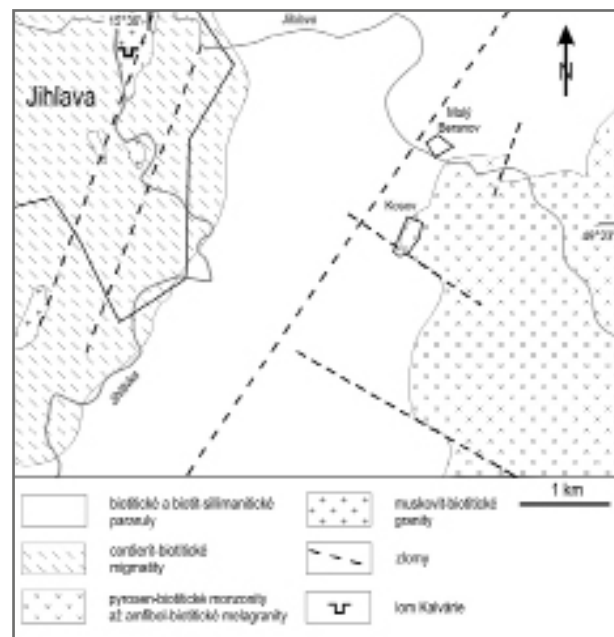
Na území města Jihlavy a v jejím bezprostředním okolí se vyskytuje několik drobnějších, ve směru SSV–JJZ lineárně protažených intruzí dvojslídých granitů, které svým minerálním a chemickým složením náležejí ke granitům centrálního moldanubického plutonu. Jedno z těchto granitových těles tvoří vrch Kalvárie na sv. okraji historického jádra Jihlavy, 1 100 m sv. od Masarykova náměstí. Petrografii, mineralogii a geochemii těchto granitů je věnován následující příspěvek.

Geologická pozice

V menším, opuštěném lomu na úpatí vrchu Kalvárie je odkrytá jedna z výše uvedených granitových intruzí (obr. 1). Granity jsou místy kataklasticky deformované a mladšími hydrotermálními roztoky částečně chloritizované a hematitizované. Zkoumané granity jsou drobnozrnné, stejnozrnné a svojí texturou a minerálním složením odpovídají varietě Bílý Kámen, která se vyskytuje v severní části centrálního moldanubického plutonu (Veselá et al. 1989).

Metodika

Pro výzkum minerálního a chemického složení byly vybrány dva reprezentativní, mladšími procesy nepostižené, vzorky granitů (tab. 1). Stanovení hlavních komponent bylo provedeno klasicky mokrou cestou v laboratoři ÚSMH AV ČR, v. v. i. (analytici P. Hájek, M. Hříbal, J. Chalupský, M. Malá a Z. Švec). Obsah SiO_2 byl stanoven vážkově, obsah Al_2O_3 a FeO byl stanoven titračně, obsah Fe_2O_3 , TiO_2 a P_2O_5 byl stanoven spektrometricky, obsah MnO , CaO , MgO , K_2O a obsah Na_2O byl stanoven pomocí atomové absorpční spektrometrie (AAS). Stanovení obsahu vybraných stopových prvků bylo provedeno metodou indukativně vázaného plazmatu na hmotovém spektrome-



Obr. 1: Schematická geologická mapa okolí Jihlavy (podle Jenčeka 1989, upraveno autorem).

Fig. 1: Schematic geological map of the Jihlava town area (after Jenček 1989, modified by author).

tru (ICP MS) Perkin Elmer Sciex ELAN 6100 v laboratoři Actlabs v Kanadě (analytik D'Anna). Chemické analýzy horninotvorných minerálů (plagioklas, draselný živec, biotit) a vybraných akcesorických minerálů (ilmenit, rutil, apatit, zirkon, monazit) byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX 100 v laboratoři GLÚ AV ČR, v. v. i. v Praze (analytik Z. Korbelová) a ve společné laboratoři ÚGV MU–ČGS v Brně (analytik Š. Benedová). Analýzy horninotvorných minerálů, ilmenitu a rutilu byly provedeny za následujících podmínek: urychlovací napětí

hmot. %	Re-1028	Re-1029
SiO ₂	72,60	72,76
TiO ₂	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	14,03	14,13
Fe ₂ O ₃	0,57	1,26
FeO	0,70	0,06
MnO	0,01	0,02
MgO	0,37	0,37
CaO	0,72	0,77
Na ₂ O	3,31	3,36
K ₂ O	5,29	5,26
P ₂ O ₅	0,21	0,21
H ₂ O ⁺	0,33	0,33
H ₂ O ⁻	0,35	0,31
F	0,12	0,03
Celkem	98,79	99,05
ppm		
Ba	436	439
Rb	245	237
Sr	103	102
Zr	84	86
Nb	11	9
Th	12	11
U	6	5
La	21,00	21,10
Ce	41,70	41,40
Pr	4,62	4,59
Nd	17,70	17,70
Sm	3,78	3,72
Eu	0,49	0,51
Gd	3,14	3,23
Tb	0,48	0,50
Dy	2,34	2,33
Ho	0,34	0,35
Er	0,85	0,89
Tm	0,12	0,12
Yb	0,72	0,77
Lu	0,10	0,10
La _N /Yb _N	19,71	18,52
Eu/Eu*	0,44	0,45

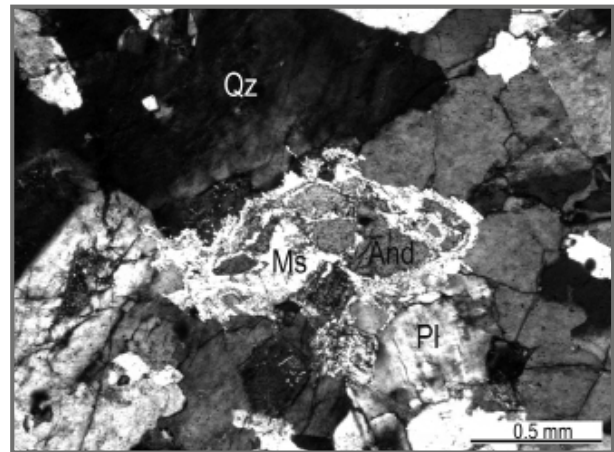
Tab. 1: Chemické analýzy granitu z Kalvárie, Jihlava.

Tab. 1: Chemical analyses of granite from the Kalvárie hill, Jihlava.

15 kV, proud 10 nA, průměr elektronového svazku 1–5 μm. Analýzy apatitu, zirkonu a monazitu byly provedeny za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud 20 nebo 40 nA, průměr elektronového svazku 1–2 μm. Dobře definované homogenní minerály a syntetické fáze byly v obou případech použity jako standardy. Minerální vzorce jednotlivých minerálů byly vypočteny pomocí programu MINPET 2.0. Množství iontů v jednotkách na vzorec (apfu) bylo v případě živců počítáno na 32 atomů kyslíku, v případě slíd na 24 atomů kyslíku, v případě monazitu na 8 atomů kyslíku, v případě ilmenitu a rutilu na 3 atomy kyslíku a výpočet empirického vzorce zirkonu uvažuje 4 atomy kyslíku.

Petrografie

Muskoviticko-biotitický granit z Kalvárie je drobnozrnná až středně zrnitá hornina. Granit obsahuje křemen, K-živec, plagioklas, biotit a muskovit. Draselný živec (Or₇₉₋₉₁Ab₉₋₂₁An₀₋₁₀) tvoří hypidiomorfně omezená, výrazně perthitická zrna (obr. 2). Plagioklas (An₁₁₋₂₀) se vyskytuje v podobě hypidiomorfně

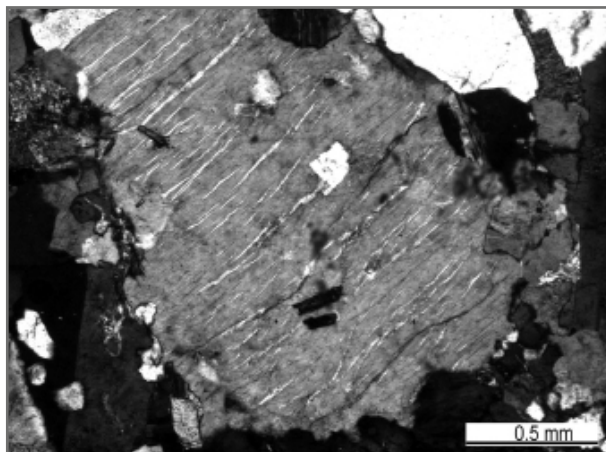


Obr. 3: Mikrofotografie andalusitu a mladší generace muskovitu, zkřížené nikoly.

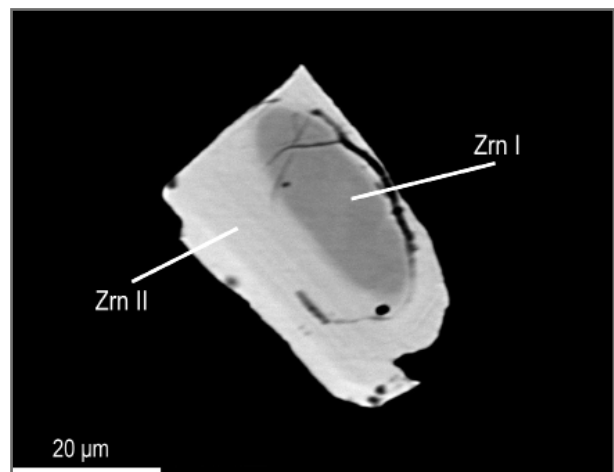
Fig. 3: Microphotograph of partly altered andalusite in the younger muscovite aggregate, crossed polarizers.

omezených tabulkovitých zrn, obvykle polysynteticky lamelovaných. Biotit tvoří hypidiomorfně omezené tabulky. Je výrazně pleochroický, podle X je nažloutlý až světle okrově hnědý, podle Y a Z je hnědý až hnědočerný. Chemickým složením odpovídá Mg-siderofylitu [Fe/(Fe + Mg) = 0,67–0,71, ^{IV}Al = 2,29–2,47] (tab. 2). Muskovit se vyskytuje obvykle ve dvou generacích. Starší generace tvoří hypidiomorfně omezené tabulky nebo tabulkovité agregáty. Svým chemismem odpovídá muskovitu s malým obsahem fengitové a ferimuskovitové molekuly [Si 6,11–6,21 apfu, Fe/(Fe + Mg) 0,42–0,54] (tab. 2). Mladší generace muskovitu tvoří jemnozrnné agregáty vznikající obvykle na úkor akcesorického andalusitu (obr. 3).

Akcesorické minerály jsou zastoupené ilmenitem, apatitem, andalusitem, zirkonem a monazitem. Ilmenit obsahuje významný podíl pyrofanitové komponenty (5–20 mol. %). Andalusit tvoří drobná, sloupečkovitá, narůžovělá zrna. Apatit, zirkon a monazit jsou obvykle uzavírány v biotitu. Větší apatitová zrna obsahují často uzavřeniny zirkonu a monazitu. Ve výbrusu bylo nalezeno zrno zirkonu, které obsahovalo starší jádro převzaté z původního metasedimentu, obrůstané mladším mag-



Obr. 2: Mikrofotografie perthitického K-živce, zkřížené nikoly.
Fig. 2: Microphotograph of the perthitic K-feldspar, crossed polarizers.



Obr. 4: BSE mikrosnímek dvou generací zirkonu.
Fig. 4: BSE image of two zircon generations.

Tab. 2: Chemické analýzy vybraných minerálů.
Tab. 2: Chemical analyses of selected minerals.

hmot. %	biotit	biotit	muskovit	muskovit	K-živce	K-živce	plagioklas	plagioklas
SiO ₂	35,18	34,56	45,76	46,19	64,09	64,17	64,89	61,88
TiO ₂	2,78	2,65	0,73	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,64	19,62	35,57	34,80	18,32	17,99	21,34	23,65
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	20,50	22,35	1,05	1,08	0,17	0,13	0,01	0,05
MnO	0,38	0,20	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	5,71	5,68	0,53	0,83	0,00	0,01	0,00	0,00
BaO	0,15	0,00	0,06	0,04	0,84	0,05	0,04	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	2,53	4,44
Na ₂ O	0,16	0,14	0,74	0,68	2,35	1,44	10,47	9,64
K ₂ O	9,78	9,81	10,74	10,81	13,78	15,38	0,20	0,21
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,01	0,10
H ₂ O calc.	1,84	1,84	4,37	4,30	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,27	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=F, Cl	0,00	0,00	0,11	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00
Celkem	96,16	96,86	99,77	99,00	99,58	99,69	99,49	99,97
O	24	24	24	24	32	32	32	32
apfu								
Si	5,709	5,617	6,107	6,207	11,914	11,897	11,501	10,997
Al ^{IV}	2,291	2,383	1,893	1,793	4,010	3,928	4,454	4,949
Ti	0,339	0,324	0,073	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,463	1,372	3,697	3,714	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,003	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	2,782	3,038	0,117	0,121	0,026	0,020	0,001	0,007
Mn	0,052	0,028	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,381	1,376	0,105	0,166	0,000	0,003	0,000	0,000
Ba	0,010	0,000	0,003	0,002	0,061	0,004	0,003	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,480	0,845
Na	0,050	0,044	0,191	0,177	0,847	0,518	3,598	3,322
K	2,025	2,034	1,829	1,853	3,268	3,638	0,045	0,048
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,080	0,002	0,015
OH	1,994	1,997	3,886	3,856	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,228	0,289	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,011	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
XFe	0,67	0,69	0,53	0,42	0,000	0,000	0,000	0,000

matickým zirkonem. Starší jádro obsahuje velmi nízké koncentrace U (0,04 hmot. %), kdežto mladší zirkon obsahuje zvýšené koncentrace U (0,73–1,41 hmot. % UO₂) (obr. 4). Zirkon obsahuje mimo Hf a Y v menším množství P, REE, U a Th. Obsah Hf v analyzovaných zrnech zirkonu se pohybuje v rozmezí 1,0–1,9 hmot. % HfO₂, obsah Y je v rozmezí 0,0–0,9 hmot. % Y₂O₃. Obsah ostatních izomorfních příměsí je nižší (0,23–0,92 hmot. % P₂O₅, HREE 0,12–0,74 hmot. % HREE₂O₃, U 0,04–1,41 hmot. % UO₂, Th 0,01–0,19 hmot. % ThO₂). Monazit-(Ce) obsahuje

9,2–17,9 mol. % cheralitové komponenty, 1,9–4,0 mol. % xenotimové komponenty a 0,1–1,4 mol. % huttonitové komponenty.

Geochemie

Analýzované granity jsou typické peraluminické granity s hodnotou A/CNK 1,12 (tab. 1). Je pro ně charakteristický vyšší obsah K₂O (5,3 hmot. %) a převaha K₂O nad Na₂O. Jedná se o Ca-chudé granity s obsahem CaO 0,7–0,8 hmot. %. Obsah Zr se v analyzovaných granitech pohybuje v rozmezí 84–86 ppm, obsah Th je v rozmezí 11–12 ppm. Obsah Rb kolísá v rozmezí 237–245 ppm. Relativně vysoký poměr K/Rb (164–166) dokládá nepřilíš výraznou frakcionaci granitové taveniny. Z obsahu LREE a Zr (Watson a Harrison 1983, Montel 1993) lze odvodit pravděpodobnou teplotu granitové taveniny v rozmezí 736 až 762 °C.

Diskuze a závěr

Ve srovnání s typickými, vápníkem chudými S-granity (Chappell a Hine 2006) mají granity z Kalvárie nižší obsah Mg (0,4 hmot. % MgO), Rb (237–245 ppm) a Zr (84–86 ppm) a celkový obsah prvků vzácných zemin (ΣREE 97 ppm). Pro analyzované granity je typický vyšší poměr lehkých a těžkých vzácných zemin (La_N/Yb_N 19–20) a negativní europiová anomálie (Eu/Eu⁺ 0,44–0,45). Ve srovnání s granity variety Mrákotín granity z Kalvárie neobsahují porfyrické vyrostlice K-živce a jsou drobnozrnější. V analyzovaných granitech ve srovnání s granity typu Mrákotín je vyšší obsah Ba (436–439 ppm), nižší obsah Rb (237–245 ppm) a celkový obsah prvků vzácných zemin (ΣREE 97 ppm). Granity svým minerálním a chemickým složením jsou podobné granitům variety Bílý Kámen, k nimž byly přiřazovány již dříve Veselou et al. (1989).

Poděkování

Předložená práce vznikla za finanční podpory MŠMT ČR v rámci projektu ME10083. Autor děkuje S. Houzarovi a anonymnímu recenzentovi za cenné připomínky, které významně přispěly ke zvýšení kvality původního rukopisu.

Literatura

- Chappell, B. W. – Hine, R. (2006): The Cornubian batholith: an example of magmatic fractionation on a crustal scale. – *Resource Geology*, 56 (3): 203–244.
- Jenček, J. (1989): Základní geologická mapa ČSSR 1 : 25 000 23–234 Jihlava. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Montel, J. M. (1993): A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. – *Chemical Geology*, 110, 127–146.
- Veselá, M. – Hrádek, M. – Chrobok, J. – Šalanský, K. (1989): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 23–234 Jihlava. – Ústřední ústav geologický Praha, 1–68.
- Watson, E. B. – Harrison, T. M. (1983): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. – *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295–304.

FLUIDNÍ INKLUZE V GROSULÁRU „PLOVOUCÍCH GRANÁTŮ“ Z MRAMORU Z VÁPENNÉ V PLÁŠTI ŽULOVSKÉHO PLUTONU

Fluid inclusions in grossularite porphyroblasts “floating garnet” in marble from Vápenná, mantle of the Žulová Pluton, Czech Republic

Martin Schreier¹, Zdeněk Dolníček¹, Vlastimil Mašek²

¹Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: martin.schreier01@upol.cz

²Ústav molekulární a translační medicíny LF UP, Hněvotínská 5, 779 00 Olomouc

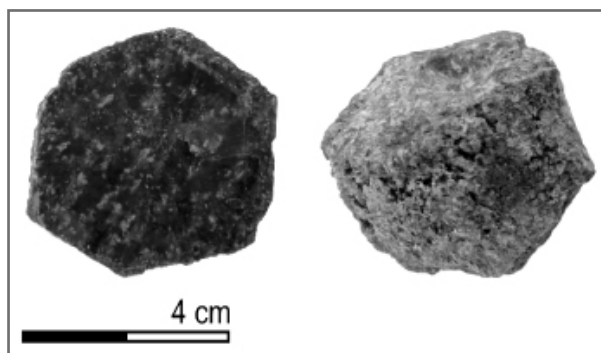
Key words: grossularite, tactite, fluid inclusions, microthermometry, isochores, Žulová Pluton, Czech Republic

Abstract

Fluid inclusions from large euhedral grossularite porphyroblasts enclosed in marble (so called “floating garnets”) were studied. Grossularite occurs in the assemblage with wollastonite, vesuvianite, epidote, and other minerals in the contact metasomatic zone of the Variscan granitic Žulová Pluton (Silesian Unit, Jeseníky Mts., Czech Republic). “Floating garnets” formed from low-salinity aqueous fluids (1.2–4.7 wt. % NaCl eq.). The growth of crystals occurred in two stages, characterized by different homogenization temperatures (edge of the crystal 181–353 °C, centre of the crystal 321–362 °C) The formation of clathrate in some inclusions is consistent with the presence of methane (0.3–10.0 mol. %) confirmed by Raman spectrometry. The position of isochores of primary fluid inclusions in P-T space suggest that the composition and density of the fluids are consistent with previously published estimates of P-T conditions for periplutonic metamorphism of the Žulová Pluton.

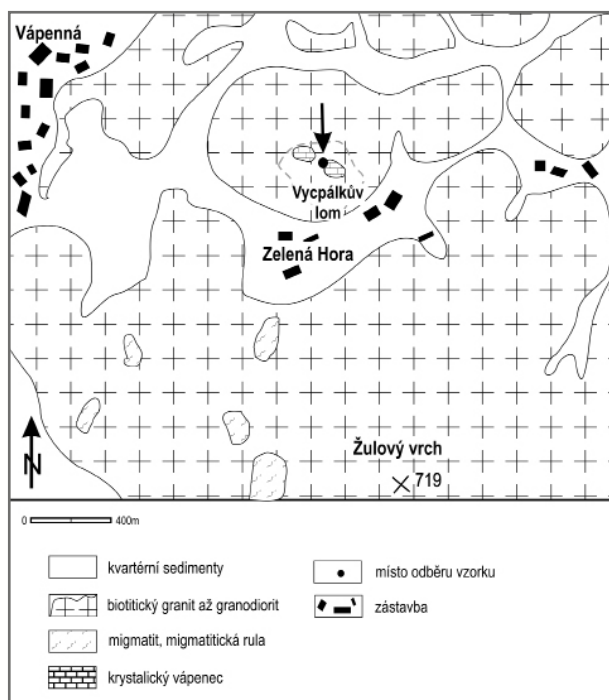
Úvod

V plášti žulovského plutonu, na kontaktech s tělesy mramorů, vystupují kontaktně metasomatické vápenato-silikátové horniny – taktity, které obsahují charakteristické společenstvo minerálů. K nejhojnějším minerálům patří diopsid, vesuvian, epidot, wollastonit a grosulár. V kontaktní aureole žulovského plutonu a ve velkých krách metamorfítů uzavřených v plutonu je velké množství lokalit



Obr. 2: Krystal grosuláru z Vycpálkova lomu použitý ke studiu fluidních inkluzí.

Fig. 2: Grossularite crystal from the Vycpálek quarry used for the study of fluid inclusions.



Obr. 1: Geologická mapa Vycpálkova lomu a okolí (upraveno podle Žáčka et al. 2005).

Fig. 1: Geological map of the Vycpálek quarry and its surroundings (modified from Žáček et al. 2005).

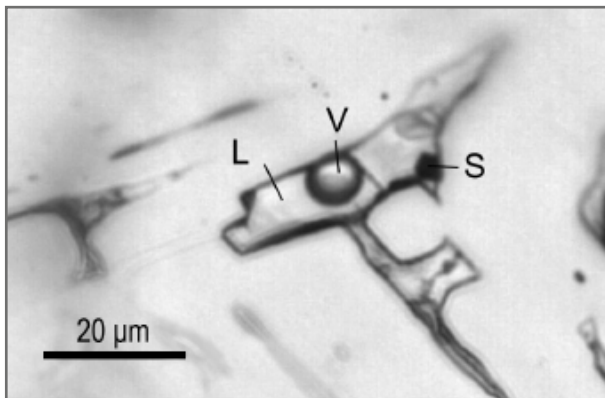
těchto minerálů (Kruřa 1973). K nejznámějším však patří Vycpálek lóm, který leží na jižním svahu kopce Haspelberku (505 m n. m.), asi jeden kilometr východně od obce Vápenná (obr. 1). Vedle taktitů s pěkně krystalovanými minerály se vyskytly i přes deset centimetrů velké idiomorfny porfyroblasty grosuláru „hessonitu“ ve tvaru dvanáctistěnu kosočtverečného zarostlé přímo do mramoru, které jsou označovány jako „plovoucí granáty“ (obr. 2). Vedle dalších badatelů (viz Kruřa 1973) se složením „plovoucích granátů“ zabývali Rybák (1972) a Talla (2007). Chemické složení „plovoucích granátů“ odpovídá grosuláru a je velmi málo proměnlivé (Zimák et al. 2003). Teploty formování taktitů v oblasti žulovského masivu odhadli Losos a Hladíková (1988) na 600 až 620 °C a to na základě grafit-karbonátového izotopického termometru. Tlakové podmínky této metamorfózy byly odhadnuty přibližně na 300–500 MPa (Losos et al. 1986). Tyto údaje jsou v souladu s poznatky Žáčka (2003). Charakteristika fluidních inkluzí v grosuláru je předmětem tohoto příspěvku.

Metodika

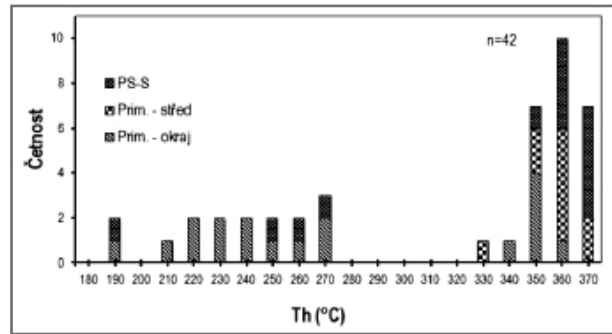
Vzorek grosuláru byl odebrán z půdního skeletu v těsné blízkosti taktitu. Volný vyvětralý krystal má tvar dvanáctistěnu kosočtverečného se silně korodovaným povrchem. Ze vzorku byla vyhotovena standardní oboustranně leštěná destička, lepená za studena vteřinovým lepidlem tak, aby byly zastiženy všechny růstové zóny (ve středu krystalu tmavé, na okraji světlé). Fluidní inkluze byly studovány nejprve pod mikroskopem a poté podrobeny mikrotermometrii a Ramanovské analýze. (Mikrometrické údaje byly měřeny na aparatuře Linkam THMSG 600 instalované na polarizačním mikroskopu Olympus BX-51 na Katedře geologie PřF UP v Olomouci). V inkluzích byly měřeny následující parametry: homogenizační teplota (Th), teplota zamrznutí (Tf), eutektická teplota (Te), teploty tání ledu (Tm ice – viz obrázek 5) a klatrátu (Tm cla). Složení a hustoty inkluzí s klatrátem byly počítány pomocí programu ICE s kalibrací podle Duana et al. (1996) a izochory pak přepočteny v programu ISOC (Bakker 2003). Složení, hustoty a izochory vodných inkluzí bez klatrátu byly vypočteny pomocí programu FLINCOR s kalibrací izochory podle Zhanga a Frantze (1987). Izochory pak byly vizualizovány v programu EXCEL. Vybrané inkluze byly analyzovány pomocí konfokálního Ramanova spektrometru (WITec Confocal Raman Imaging Microscope System alpha300 R+) s excitací o vlnové délce 532 nm (25 mW výkon dopadající na vzorek, objektiv 50x/NA 0.8). Výpočet chemického složení byl proveden z velikosti ploch píků podle postupu uváděného Burkem (2001).

Fluidní inkluze

V granátu byly nalezeny dva genetické typy fluidních inkluzí a to primární (obr. 3) a primárně sekundární či sekundární (PS-S). Primární inkluze jsou dále rozlišeny podle umístění, buď na okraji vzorku (Prim. – okraj) nebo uprostřed (Prim. – střed). Primární inkluze se na okraji i uprostřed vzorku vyskytují solitérně nebo v malých skupinách, jsou typu L+V+S méně často L+V (plynná fáze zaujímá 5–25 obj. %). Pevné fáze jsou dvou typů – část je opakní (obr. 3), část průhledná, bezbarvá, tvarem blížká klenci, s interferenční barvou bílou vyššího řádu (v tomto případě by mohlo jít o karbonát). Solitérní fluidní inkluze mají často nepravidelný tvar. Velikost primárních inkluzí se



Obr. 3: Primární inkluze (L+V+S) z okraje vzorku.
Fig. 3: A primary inclusion (L+V+S) from the edge of the sample.



Obr. 4: Histogram teplot homogenizací u jednotlivých skupin inkluzí.

Fig. 4: Histogram of homogenization temperatures of individual types of fluid inclusions.

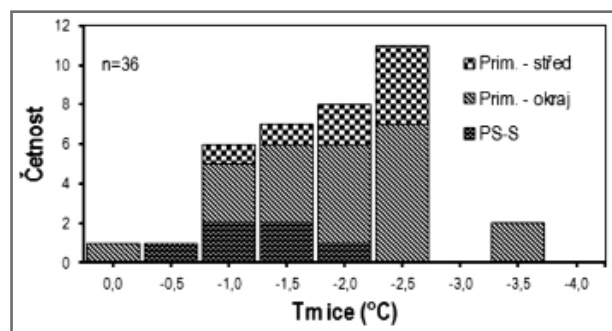
pohybuje okolo 40 μm, největší mají velikost až 90 μm. Primárně sekundární či sekundární inkluze mají pravidelnější oválný tvar a vyskytují se na vyhojených trhlinách. Fázové složení těchto fluidních inkluzí je výhradně L+V (plynná fáze zaujímá až 50 obj. %). Velikost primárně sekundárních či sekundárních inkluzí je okolo 15 μm.

Mikrotermometrie

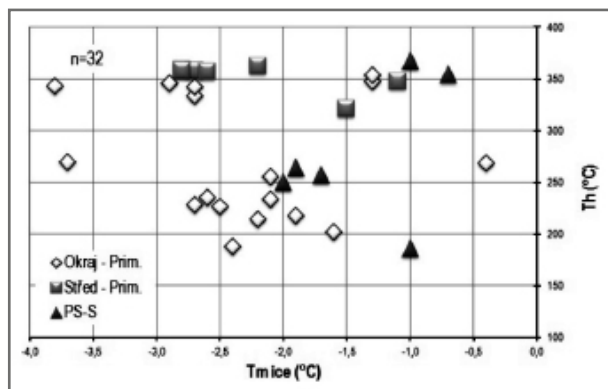
Mikrotermometrickému měření bylo podrobeno 24 primárních inkluzí z okraje krystalu, 10 ze středu krystalu a 14 primárně sekundárních či sekundárních inkluzí. Všechny inkluze homogenizovaly na kapalinu. Primární inkluze ze středu krystalu homogenizují za teplot 321–362 °C, z okraje za teplot 181–353 °C (viz obr. 4). Pevné fáze se při zahřívání nijak nemění. Teplota zamrznutí (Tf) se pohybovala od -51 do -18 °C. Teploty iniciálního tání (Te), které nebylo možné vždy měřit, dosahovaly nejčastěji hodnot -25 až -20 °C. Histogram teplot tání ledu zobrazuje obrázek 5. U primárních inkluzí ze středu krystalu se pohybují hodnoty Tm ice mezi -2,8 až -1,1 °C, u inkluzí z okraje granátu od -3,8 do -0,4 °C (obr. 6). U osmi primárních inkluzí byla změřena teplota tání klatrátu (Tm cla) v rozmezí 8,7–18,8 °C; u zbývajících inkluzí přítomnost klatrátu nebyla pozorována. Primárně sekundární či sekundární inkluze vykazovaly hodnoty Th 186–368 °C (obr. 4) a Tm ice -1,9 až -0,7 °C (obr. 5, 6).

Chemické složení plynné fáze

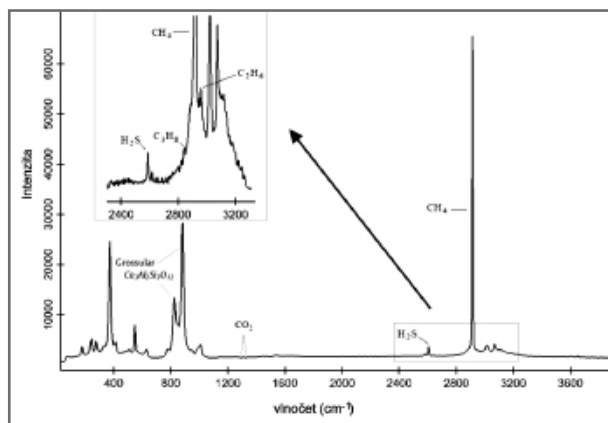
Plynná fáze ve dvou vybraných fluidních inkluzích byla podrobená Ramanově spektrometrii. V první inkluzi



Obr. 5: Histogram teplot tání ledu u jednotlivých skupin inkluzí.
Fig. 5: Histogram of melting temperatures of ice for the various groups of inclusions.



Obr. 6: Diagram Th-Tm pro fluidní inkluze.
Fig. 6: Diagram Th-Tm for fluid inclusions.

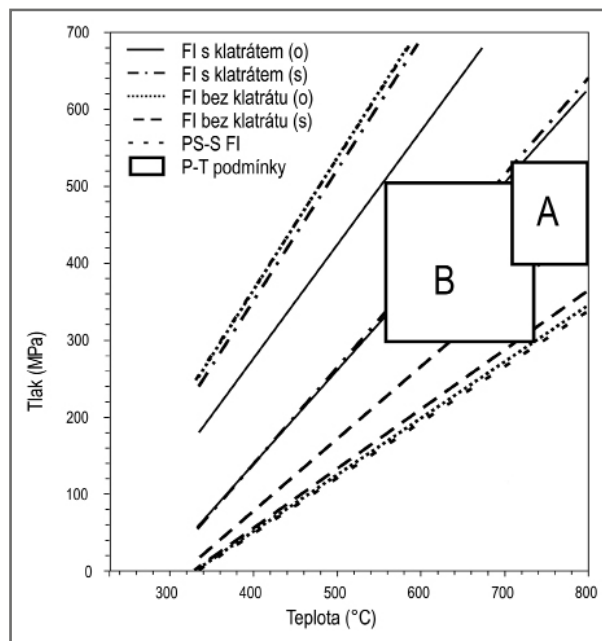


Obr. 7: Ramanovské spektrum plynné fáze z fluidní inkluze s klatrátem.
Fig. 7: Raman spectrum of gaseous phase from a clathrate-bearing fluid inclusion.

byl v plynné fázi přítomen pouze metan. Ve druhé inkluzi bylo v plynné fázi obsaženo 93,5 % metanu, 6,5 % sirovodíku a stopové množství etanu a propanu; oxid uhličitý nebyl identifikován (obr. 7).

Diskuze

Teplota iniciačního tání pohybující se nejčastěji od -25 do -20 °C poukazuje, že solný obsah inkluzí je tvořen hlavně NaCl. V některých primárních inkluzích se vyskytuje klatrát. Pomocí Ramanovy spektrometrie byl v plynné fázi inkluzí zjištěn metan, někdy s malou příměsí sirovodíku. Modelujeme-li složení fluida systémem CH₄-H₂O-NaCl, pak mikrotermometrické údaje jsou kompatibilní s 88,8–97,8 mol. % vody, 0,3–10,0 mol. % metanu a 1,2–2,8 mol. % NaCl. Salinita vodného roztoku se pohybuje mezi 2,1 a 4,7 hmot. % NaCl ekv. Molární objem fluida je 22,2–24,8 cm³/mol. Pro primární fluidní inkluze bez klatrátotvorného plynu (systém H₂O-NaCl) byly vypočítány hodnoty molárního objemu fluida 20,3–33,5 cm³/mol. Salinita vodného roztoku v tomto případě byla 1,2–3,9 hmot. % NaCl ekv. Vzhledem ke skutečnosti, že fluidní inkluze vykazují stále fázové poměry, lze předpokládat zachycení inkluzí z homogenního fluida. Stanovení reálných P-T podmínek je v takovém případě možné s použitím kombinace izochor a nezávislých



Obr. 8: P-T diagram s vynesnými krajními izochorami fluidních inkluzí (o - okraj krystalu, s - střed krystalu). Oblast A znázorňuje P-T podmínky vypočtené z migmatitů pláště žulovského plutonu podle Žáčka (2003). Oblast B reprezentuje vypočtené teplotní podmínky kontaktní metamorfózy podle Losose a Hladíkové (1988) a tlakové podmínky periplutonické metamorfózy podle Losose et al. (1986).

Fig. 8: P-T diagram with isochores of fluid inclusions (those from the edge of the crystal are marked „o“ and those from the centre of the crystal „s“). The area „A“ shows the P-T conditions calculated from migmatites from mantle of the Žulová Pluton according to Žáček (2003). Area „B“ represents the calculated temperature of contact metamorphism according to Hladíková and Losos (1988) and pressure conditions of periplutonic metamorphism from Losos et al. (1986).

termometrů či barometrů. Srovnání námi získaných dat je možné s publikovanými údaji o P-T podmínkách periplutonické metamorfózy žulovského plutonu. Losos a Hladíková (1988) odhadli teplotu vzniku taktitu na Boží hoře na 600 až 620 °C, Žáček (2003) uvádí teplotu migmatitizace z pláště žulovského plutonu mezi 711 a 947 °C (obr. 8). Tlakové podmínky při této metamorfóze byly odhadnuty přibližně na 300–500 MPa (Losos et al. 1986). Publikované P-T podmínky metamorfózy přibližně kopírují spodní hranici možného rozsahu P-T podmínek definovaných izochorami zkonstruovanými na základě studia fluidních inkluzí (obr. 8). Hustoty ani chemické složení fluid (zejména absence CO₂, srov. Losos et al. 1986) tak nejsou v rozporu s představou metamorfogenního původu daných fluid. Z histogramu teplot homogenizací (obr. 4) vyplývá, že fluida působila (a zároveň granát rostl) ve dvou různých etapách, které se lišily teplotou a/nebo tlakem. Je možné, že níže temperované roztoky (zachycené v mladší růstové zóně granátu) reprezentují fázi chladnutí intruze. Za vznikem metanu může stát reakce grafitu, který je hojně obsažen v mramorech (Rybák 1972, Losos a Hladíková 1988), a vodných roztoků v redukčních podmínkách podle rovnice 2C + 2H₂O = CH₄ + CO₂ (Crespo et al. 2004). Velmi podobné složení „kontaktně-metamorfických“ fluid popsali

například Buriánek a Dolníček (2011), kteří zkoumali kontaktní aureolu batolitu křídového stáří v Nikaragui. Uvedenými autory zjištěné údaje o složení primárních fluidních inkluzí ve vesuvianu (88,9–93,8 mol. % vody, 3,4–9,9 mol. % metanu a 1,2–2,8 mol. % NaCl) a jejich teplotách homogenizací (225–355 °C) jsou velmi blízké hodnotám z grosuláru z Vycpálkova lomu.

Závěr

Na formování „plovoucích granátů“ ve Vycpálkově lomu se podílela nízkosalinní fluida (1,2–4,7 hmot. % NaCl ekv.). Zachycení fluid spojené s růstem granátů

probíhalo ve dvou etapách, charakterizovaných rozdílnými teplotami Th (obr. 4, 6). Pomocí Ramanovy spektrometrie se u některých inkluzí podařilo zjistit v plynné fázi metan, jehož koncentrace ve fluidu dosahovala 0,3–10,0 mol. %. Porovnáním průběhu izochor s publikovanými údaji lze konstatovat, že složení a hustoty fluid rámcově odpovídají dříve zjištěným P-T podmínkám pro periplutonickou metamorfózu v plášti žulovského plutonu.

Poděkování

Studie byla podpořena projekty IGA UP PrF/2011/010 a OPVK CZ.1.05/2.1.00/01.0030.

Literatura

- Bakker, R. J. (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – *Chemical Geology*, 194, 3–23.
- Buriánek, D. – Dolníček, Z. (2011): Metamorphic evolution of the contact aureole of the Dipilto Batholith, Eastern Chortis Terrane, Nicaragua. – *Journal of Geosciences*, 56, 9–26.
- Burke, E. A. J. (2001): Raman microspectrometry of fluid inclusions. – *Lithos*, 55, 139–158.
- Crespo, E. – Luque, J. – Fernandez Rodriguez, C. – Rodas, M. – Diaz Azpiroz, M. – Fernandez-Caliani, J. C. – Barrenechea, J. F. (2004): Significance of graphite occurrences in the Aracena Metamorphic Belt, Iberian Massif. – *Geological Magazine* 141: 687–697.
- Duan, Z. – Moller, R. N. – Weare, J. H. (1996): A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 7: 1209–1216.
- Kruťa, T. (1973): Slezské minerály a jejich literatura. – MZM Brno.
- Losos, Z. – Fojt, B. – Hladíková, J. (1986): Mineralogická charakteristika sulfidického zrudnění u České Vsi u Jeseníku. – *Scripta UJEP, Geology*, 16, 3, 143–70, Brno.
- Losos, Z. – Hladíková, J. (1988): Izotopické složení grafitů a karbonátů z pláště žulovského masívu a jeho využití pro výpočet teplot metamorfozy. – *Scripta UJEP, Geology*, 18, 7, 261–272 Brno.
- Rybák, J. (1972): Asociace minerálů z kontaktních výskytů v okolí Žulové. – MS, diplomová práce, PŘF UJEP Brno.
- Talla, D. (2007): Mineralogie granátů z kontaktních skarnů žulovského, šumperského a brněnského masívu se zaměřením na anomální optické jevy. MS, diplomová práce, PŘF MU Brno.
- Zhang, Y. G. – Frantz, J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. – *Chemical Geology*, 64, 335–350.
- Zimák, J. – Novotný, P. – Fojt, B. – Večeřa, J. – Losos, Z. – Vávra, V. – Večeřová, V. – Skácel, J. – Kopa, D. (2003): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor. – Vydavatelství UP Olomouc.
- Žáček, V. (2003): Thermal effects of the Žulová Granite Pluton, Silesicum, eastern Variscan front. – *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne Prace Specjalne*, 2003, 23, 1, 185–188.
- Žáček, V. – Nývlt, D. – Mixa, P. (2005): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 14-223 Lipová Lázně. – Archiv České geologické služby. Praha

PRŮZKUM STARÝCH DŮLNÍCH DĚL V OKOLÍ OBCE KAMENNÁ (SEVERNÍ ČÁST JIHLAVSKÉHO RUDNÍHO REVÍRU) – PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY

Exploration of old mine works around the village of Kamenná (northern part of the Jihlava Ore District) – preliminary results

Petr Stöhr¹, Karel Malý², Zdeněk Dolníček¹

¹ Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta UP, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: petrstohr@seznam.cz

² Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo náměstí 55, 586 01 Jihlava

(23–23 Jihlava)

Key words: Moldanubicum, Jihlava Ore District, Kamenná, historical mining, silver, freibergite, pyrite

Abstract

The work was focused on the mineralogical and montanistic exploration of field remnants after old silver mining in the vicinity of the village of Kamenná (northern part of the Jihlava Ore District). Four smaller mining areas are primarily located between the villages of Kamenná, Dobronín, and Nové Dvory. Old mine workings (a total of 81 items) are arranged in predominant direction NE–SW and NNE–SSW in the total length of 840 m. The best preserved are the mine workings situated nearest the Kamenná. Ore is formed by quartz-dominating vein. Quartz is white to gray in colour with very frequent cavities containing crystals of rock crystal. Pyrite and black sphalerite are the most common ore minerals found in all areas. Galena, arsenopyrite, and chalcopyrite occur less frequently. Electron microprobe determined chemistry of galena (Ag content from 0.001 to 0.035 apfu), sphalerite (admixture of Fe from 0.062 to 0.118 apfu), pyrite (0.008–0.036 apfu As), arsenopyrite, chalcopyrite (both compositionally pure), and rare inclusions of pyrargyrite (Ag 1.849 to 1.914 apfu), freibergite (4.678 to 5.966 apfu Ag, 0.386 to 1.319 apfu Zn), miargyrite (0.904 apfu Ag), and boulangerite. Carbonates (dolomite-ankerite series and siderite) were rarely found in only one mining area. The secondary mineral which dominates in all areas is brown limonite forming coatings with pulverous dark yellow jarosite. Malachite, cerussite, anglesite, and skorodite occur in smaller amounts. Slag found here are highly porous and dark. Most likely they are blacksmith slags, consisting primarily of wüstite, fayalite, and glass with some relics of quartz. In the dumps of a mine work numerous archaeological finds were identified, mainly ceramic shards with roof-like edges, sometimes decorated with ribbing and yellow-green glaze, which suggest that these objects were connected with wealthy people. In addition charcoal, animal bones, and blacksmith slags were found. These findings suggest the period of mining between 13th to 14th centuries.

Úvod

V severní části jihlavského rudního revíru, mezi obcemi Kamenná, Dobronín a Nové Dvory, se nachází oblast středověké těžby stříbrných rud, které byly z hlediska archeologického a mineralogického výzkumu dlouho opomíjeny.

O přesném období zahájení těžby se stále polemizuje, avšak nejspíše v roce 1238 byly v okolí Jihlavy objeveny mocné stříbrnosné žíly, což způsobilo velký rozruch ve většině Evropy, jak je zaznamenáno v italských a německých kronikách (Sláma 1996). Přesto se Jihlava a její rudní revír zapsaly do historie až díky vzniku horního práva roku 1290, které se stalo později základem pro horní práva v evropských, ale i zámořských oblastech (Sláma 1996).

Jihlavský rudní revír společně s Kamennou leží z regionálně geologického hlediska na v. okraji centrálního moldanubického plutonu. Větší část území je budována metamorfovanými horninami (proteozoického až paleozoického stáří) moldanubika a to jak pestrou, tak i jednotvárnou skupinou (Malý 1999).

Jednotvárná skupina je rozšířena na Z území a jsou v ní zastoupeny především biotitické a sillimanit-biotitické pararuly, často v různém stupni migmatitizace. V okolí moldanubického plutonu jsou ruly obvykle cordierit-biotitické. Spíše vzácně jsou mezi horninami jednotvárné skupiny zastoupeny i vločky kvarcitů, erlanů a amfibolitů.

V nadloží jednotvárné skupiny leží těleso tzv. hosovských granulitových rul. Jedná se o leukokrání granulitické ruly, jemnozrné biotitické ruly s granátem a granát-biotitické a biotit-amfibolické migmatity (Pluska – Vosáhlo 1998).

Pestrá skupina moldanubika tvoří převážnou část střední a východní části jihlavského rudního revíru. Převažují v ní opět sillimanit-biotitické pararuly (někdy s granátem nebo cordieritem), slabě až středně migmatitizované s velmi proměnlivým zastoupením pestrých horninových vložek jako grafitických hornin, krystalických vápenců, erlanů, amfibolitů, kvarcitů a mylonitů (Zajíček 1982).

Metamorfované horniny v zájmové oblasti mají foliační plochy orientované ve směru SSV–JJZ se sklonem 40° na ZSZ.

Metodika

Terénní průzkum byl zaměřen na zmapování výskytu hornických děl a zakreslení jejich polohy do map s pomocí GPS – v systému WGS 42. Na dokumentovaných lokalitách byly odebrány vzorky rudniny z odvalů šachtic a šlich z recentních sedimentů Zlatého potoka. Odebrané vzorky byly následně zpracovány mineralogickými metodami. Ze vzorků rudniny byly nejprve zhotoveny nábrusy a výbrusy, které byly po vyhodnocení v polarizačním mikroskopu analyzovány na mikrosondě. Složení šlichového vzorku

bylo studováno pod binokulární lupou a pomocí polarizačního mikroskopu v imerzi 1,1,2,2-tetrabrometanu.

Část vzorků byla analyzována elektronovým rastrovacím mikroskopem JEOL JSM-6490LV s připojeným EDX analyzáto-rem (Oxford Instruments). Snímkování bylo provedeno ve zpětně odražených elektronech, použito bylo urychlovací napětí 15 kV, délka načítání EDX spektra 60 s (analytik doc. J. Štelcl, Ústav geologických věd PŘF MU Brno).

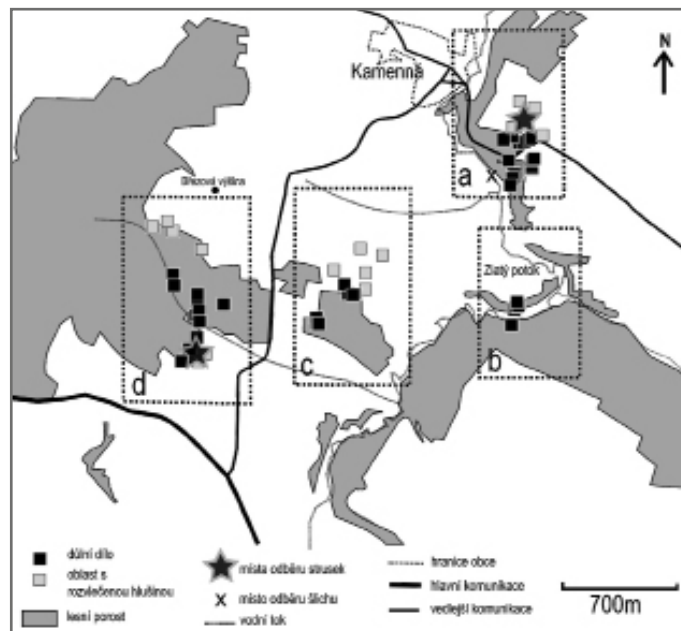
Druhá část vzorků byla analyzována na přístroji Cameca SX 100 na Ústavu geologických věd PŘF MU v Brně ve WDX modu (analytik Mgr. P. Gadas). Při analýze bylo použito napětí 25 kV a proud 20 nA. Použité standardy pro stanovení jednotlivých prvků: Ag – elementární Ag; S, Fe – FeS₂; Hg – Sulfl_HgTe; Pb – PbS modified; Bi – ryzí Bi; Sn – elementární Sn; Cl – PbCl₂; Cd – Sulfl_CdTe; Cu – ryzí Cu modified či chalkopyrit; Zn – ZnS; Ni, As – pararammelsbergit; Co – ryzí Co; Mn – elementární Mn; Se – PbSe; Sb – elementární Sb; In – InAs modified.

Pro rentgenovou práškovou difrakční analýzu byl použit difraktometr STOE Stadi-P, za použití záření CuKα s germaniovým filtrem; analytikem byl dr. V. Vávra Ústavu geologických věd PŘF MU Brno. Identifikace přítomných fází byla provedena na základě srovnání difrakčních záznamů s databází JCPDS.

Topografie dolování

Pozůstatky po dolování byly v okolí Kamenné zjištěny ve čtyřech menších dílčích dobývacích areálech (obr. 1).

První, nejzachovalejší dobývací prostor se vyskytuje východně od obce Kamenná, po obou stranách komunikace vedoucí na Nové Dvory (obr. 1, oblast „a“). Vedou zde tři tahy šachtic. První tah je složen z deseti šachtic, přičemž začíná z poloviny apla- novanou dobývkou. V minulosti sahal tah dále, avšak byl zemědě-

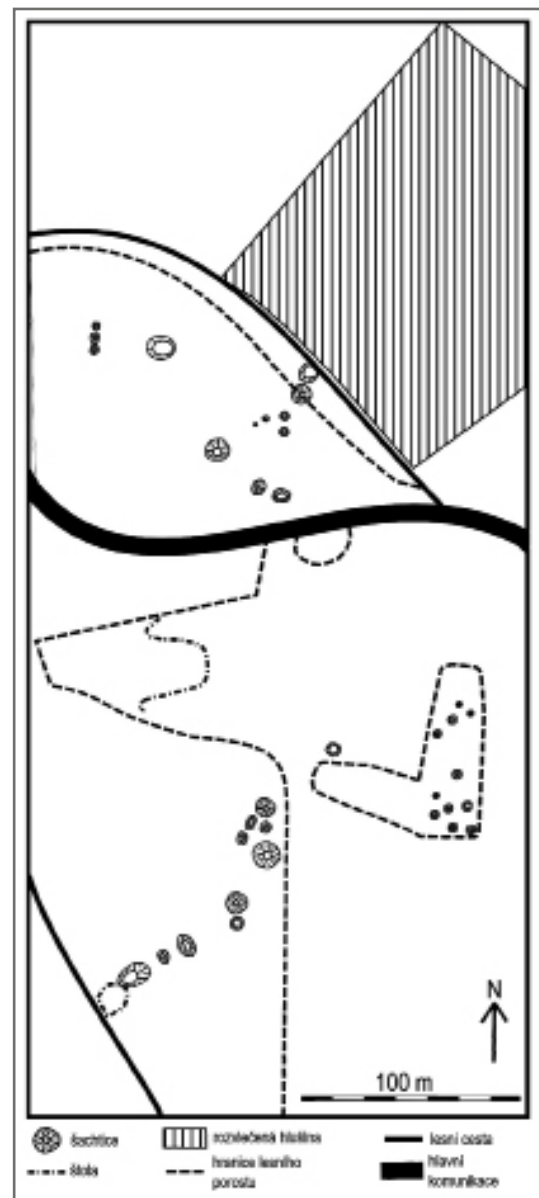


Obr. 1: Jednotlivé těžební areály (a–d) v okolí Kamenné. Čtverečky znázorňují jednotlivé pozůstatky po těžbě (šachťice, zasypaná ústí štol a místa s rozvlečenou hlušinou).

Fig. 1: Individual mining areas (a–d) in the vicinity of Kamenná. The squares represent the individual remains after mining (mining works, destroyed adit collars, and places where mined vein occurs), stars show the points where slags were collected, and X show the point where heavy mineral concentrate was panned.

skou činností rozvlečen na ploše 220 × 140 m. Tento tah byl navíc přibližně v polovině své délky narušen komunikací. Horní část dosahuje délky 90 m, spodní část 160 m. V mezeře vytvořené komunikací se nalézá zasypané ústí štoly, které nasvědčuje směru díla VSV–ZJZ. Spodní část byla zakončena štolou, avšak ústí bylo zasypano a byl u něj postaven vodojem. V tahu se nacházejí šachťice do velikosti 13,5 × 12 m a hloubky až 2,8 m. Druhý tah se nachází východně od prvního. Je složen z šachtic menších rozměrů, které jsou považovány za průzkumné. Třetí tah se nalézá západně od prvního. Tvoří ho tři šachťice se vzájemně propojenými obvaly. První a třetí tah je veden ve směru SSV–JJZ, druhý je orientován SSZ–JJV (obr. 2).

Druhý menší areál se nachází 1,5 km na JV od Kamenné (obr. 1, oblast „b“). Vyskytují se zde dva menší šachťicové tahy oddělené od sebe Zlatým



Obr. 2: Situace terénních pozůstatků po těžbě v oblasti „a“.
Fig. 2: The situation of field remnants after mining activities in the area „a“.

potokem. Na pravé straně potoka se nalézá zasypané ústí štoly, ze kterého prosakují důlní vody, odtékající mezi dvěma odvaly před ústím. Na štolu shora nasedají čtyři šachtice uskupené do dvojic. Šachtice první dvojice se vzájemně propojenými odvaly dosahují velikosti 9,5 × 9,5 × 0,3 m a 6,5 × 6,5 × 0,3 m. Šachtice druhé dvojice jsou taktéž odděleny obvaly, avšak jsou rozměrově různorodější (10,5 × 11 × 2,5 m oproti 4 × 4 × 0,6 m). Na druhé straně potoka je taktéž zasypané ústí štoly, nad nímž je ve svahu situována jedna větší šachtice (7 × 5 × 1,5 m), kolem níž je několik menších (patrně jde o průzkumná díla). Oba dva tahy jsou vedeny ve směru SSV–JJZ, přičemž situace nasvědčuje tomu, že dobývaná žíla vede pod Zlatým potokem a spojuje oba dva tahy.

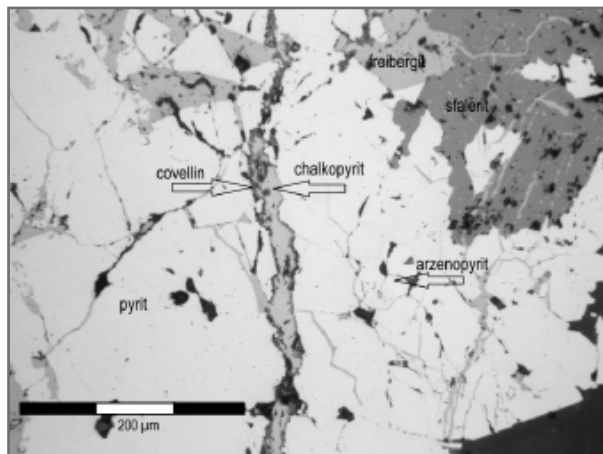
Třetí areál se nalézá 1,5 km na JJZ od Kamenné pod kótou Březová výšina (obr. 1, oblast „c“). Nacházejí se zde dva šachticové tahy se směry SZ–JV a SSV–JJZ. V prvním tahu je několik šachtic, přičemž dvě jsou zatopené vodou. Tento tah v minulosti pokračoval dále do polí, jak je patrné na leteckých snímcích z roku 1953.

Čtvrtý areál leží 2 km na JZ od Kamenné (obr. 1, oblast „d“). Tento šachticový tah je rozdělen potokem a loukou na dvě části. Severní část probíhá ve směru SSV–JJZ. Horní část je tvořena zachovalými šachticemi vzájemně propojenými obvaly, přičemž poslední šachtice má nejmohutnější rozměry (8 × 8 × 2 m). Ve spodní části se nacházejí dvě samostatné šachtice. Šachtice jižní části jsou orientovány směrem SV–JZ. Z terénního průzkumu je patrné, že délka této části je již redukována z obou stran a tak není jasné, jakých rozměrů tento tah původně dosahoval.

Mineralogická charakteristika nalezené rudniny

V obvalech důlních děl jsou zastoupeny především biotické pararuly až migmatity s častým výskytem grafitu. Hlavním předmětem těžby zde byla křemenná žilovina (úločky dosahují velikosti až 50 cm) obsahující stříbrosnou rudu. Křemen je bílý až šedý, masivní až jemnozrný, s častým výskytem dutinek s krystaly křemene až do velikosti 1 cm, vzácněji se nalézají i krystaly křišťálu do velikosti 0,5 cm. Mimo této generace se v oblasti vyskytuje i druhá, mladší generace křemene, tvořící ve starším křemenu mléčně bílé nebo šedé žilky. Vzácně se v hlušině vyskytují i karbonáty. Jedná se především o karbonáty dolomit-ankeritové řady (tvoří bílošedé, jemnozrné agregáty, často již limonitizované) a siderit (nález pouze v areálu „a“ u Kamenné). Chemismus karbonátů byl ověřen analýzami na mikrosondě.

Mezi nejhojněji zastoupené rudní minerály, vyskytující se ve všech dobývacích areálech, patří pyrit (tvoří automorfní až hypautomorfní zrna do velikosti 1 cm s 0,008–0,036 apfu As), černý sfalerit (xenomorfní zrna do velikosti 0,5 cm s hojnými inkluzemi chalkopyritu s typickým zvýšeným obsahem železa 0,062–0,118 apfu Fe) a arzenopyrit (automorfní zrna, bez příměsí). Dalšími makroskopicky určenými nerosty jsou chalkopyrit (nepravidelná zrna a žilky o mocnosti max. prvních milimetrů (obr. 3) a galenit (tvoří nepravidelná zrna o velikosti do 5 mm, místy jsou zvýšené obsahy stříbra a zinku 0,001–0,035 apfu Ag a 0,020–0,037 apfu Zn), který byl



Obr. 3: Mikrofotografie nábrusu křemenné žiloviny z oblasti „a“ (odražené světlo).

Fig. 3: Ore-bearing quartz vein from area „a“ (polished section, reflected light).

nalezen ve dvou vzorcích v areálu nejbližší Kamenné (areál „a“). Ostatní minerály byly zjištěny až pomocí mikroskopických metod. Jde o pyrargyrit (obsah Ag 1,849–1,914 apfu), freibergit (mikroskopické inkluze v galenitu, obsah Ag 4,678–5,966 apfu, s příměsí zinku 0,386–1,319 apfu), miargyrit (obsah Ag 0,904 apfu) a boulangérit (bez příměsí). Reprezentativní výběr mikrosondových analýz rudních minerálů je v tab. 1.

Nejhojnějším sekundárním minerálem v oblasti je hnědý „limonit“ (povléká úlomky hlušiny a vyplňuje du-



Obr. 4: Tmavá vrstva v kopané sondě obsahující hlušinu a archeologické předměty.

Fig. 4: The dark layer in a probing containing vein and archaeological artefacts.

Tab. 1: Vybrané mikrosondové analýzy primárních rudních minerálů z Kamenné (hmot. %) a vypočítané empirické vzorce (apfu). Obsahy Hg, Bi, Sn, Ni, Co, Mn, Cl a Se byly ve všech případech pod mezí stanovitelnosti.

Tab. 1: Selected microprobe analyses of primary ore minerals from Kamenná (wt. %) and calculated empirical formulae (apfu). The contents of Hg, Bi, Sn, Ni, Co, Mn, Cl, and Se were in all cases below the detection limit.

Číslo an.	17 / 1 .	27 / 1 .	19 / 1 .	32 / 1 .	15 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	23 / 1 .	20
Vzorek	K1	K2	K1	K1	K1	K2	K2	K2	Ka 20
Minerál	sفالerit	pyrit	arzenopyrit	freibergit	galenit	boulangerit	miargyrit	pyrargyrit	
Ag	0,07	0,00	0,00	32,76	33,82	0,03	0,00	32,96	47,79
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	86,02	53,88	8,33	0,00
Cd	0,32	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	1,37	0,00	0,00	13,33	14,57	0,01	0,00	0,21	0,00
Fe	5,86	45,77	35,16	7,61	4,05	0,10	2,12	0,84	0,00
Zn	56,35	0,01	0,00	1,76	2,61	0,92	0,26	1,11	0,00
Mn	0,07	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
S	33,59	51,69	22,10	22,69	20,68	13,40	19,92	20,99	32,60
As	0,00	2,19	42,00	0,13	0,22	0,05	0,00	0,09	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	25,95	26,76	0,04	25,98	38,19	19,60
Celkem	97,63	99,68	99,28	104,23	102,76	100,57	102,16	102,72	99,99
Ag	0,001	0,000	0,000	4,678	5,966	0,001	0,000	0,904	1,914
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,976	4,575	0,119	0,000
Cu	0,021	0,000	0,000	5,373	4,363	0,000	0,000	0,010	0,000
Fe	0,103	0,999	1,005	1,722	1,381	0,004	0,667	0,044	0,000
Zn	0,845	0,000	0,000	0,386	0,759	0,033	0,071	0,050	0,000
Cat_{sum}	0,973	0,999	1,005	12,161	12,475	1,014	5,313	1,128	1,914
S _{sum}	1,027	1,965	1,100	12,691	12,274	0,982	10,931	1,937	4,391
As	0,000	0,036	0,895	0,028	0,056	0,002	0,000	0,004	0,000
Sb	0,000	0,000	0,000	4,110	4,182	0,001	3,754	0,928	0,695
An_{sum}	1,027	2,000	1,995	16,839	16,525	0,985	14,686	2,872	5,086
Apfu	2,000	2,999	3,000	29,000	29,000	1,999	19,999	4,000	7,000

tiny, často ho doprovázejí i hydrooxydy manganu), dále je velice častý výskyt žlutých práškových povlaků jarositu, který vyplňuje i dutiny v kavernózní žilovině. Ostatní sekundární minerály se vyskytují již v menším množství. Mezi ně patří cerusit, anglesit, skorodit a malachit, jenž je nejzávažnější (nalezen na třech vzorcích, tvoří povlaky a agregáty do velikosti 0,5 cm). Jarosit a skorodit byly potvrzeny pomocí práškové rentgenové difrakční analýzy.

Orientační šlichová prospekce, provedená na Zlatém potoce, který protéká celou oblastí těžby (obr. 1), měla za cíl ověřit, zda-li jsou v potočních sedimentech přítomny strusky po zpracování stříbrné rudy. Po oddělení magnetických částic (magnetit, okuje a sférušky) se ve šlichu vyskytoval rutil, granát, ilmenit, turmalín, sillimanit a zirkon. Nalezen byl pouze jediný fragment strusky, což nenasvědčuje hutnickému zpracování rudy přímo v oblasti těžby.

Archeologické nálezy

Na obvalu jedné šachtice byla vykopána sonda, ve které byla nalezena v hloubce 0,2 m vrstva, zbarvená do černa (obr. 4). V této vrstvě byly nalezeny předměty archeologického rázu. Nejhojnějšími artefakty byly keramické střepey nádob, které jsou zhotoveny z jílovité hlíny s hrubě zrnitým ostřivem a s přidávkou grafitu. Některé tyto nálezy jsou zdobeny žlábkováním a zelenožlutou glazurou. Tento nálezy je zajímavý vzhledem k obdobným nálezům v městském prostředí v centru Jihlavy (Zimola 2010). Okraje jsou typicky střechovité, což podporuje názor

o časovém zařazení období těžby do 13.–14. století. V obvalu byly nalezeny taktéž železné předměty (hřeby, ostruha), uhlíky, zvířecí kosti a strusky.

Úlomky strusek byly také získány povrchovým sběrem z míst, kde se v minulosti nacházely dobývkové tahy, které jsou dnes již aplanovány (obr. 1). Většina strusek byla získána z výše zmíněné sondy. Tyto strusky jsou černé až šedohnědé, silně porézní, často povlečené hnědým limonitem. Ve výbrusech jsou jasně viditelné lišty fayalitu, keříčky wüstitu a sklo, které v některých struskách převládá a bývá čiré až hnědočerné. Místy se vyskytují i neroztavené reliktky křemene. Jde pravděpodobně o kovářské strusky.

Závěr

V oblasti bylo zaměřeno celkem 81 hornických děl po těžbě stříbrných rud, které jsou rozmístěny ve čtyřech menších areálech. V prvním (nejblíže Kamenné, oblast „a“) a druhém (1,5 km jv. od Kamenné, oblast „b“) areálu se nacházejí celkem čtyři zasypaná ústí štol. Díky těmto zjištěným údajům lze v porovnání s ostatními oblastmi nacházejícími se v jihlavském rudním revíru těžbu označit za středně rozsáhlou.

Rudní minerály se vyskytují v kavernózní žilovině, v níž jsou obvykle po primárních sulfidech dutinky vyplněné sekundárními minerály („limonitem“, jarositem a hydrooxydy manganu). Z primárních rudních minerálů je nejčastěji zastoupen pyrit (obsahující občas inkluze sfaleritu), železem bohatý sfalerit černé barvy (obsahující inkluze chalkopyritu) a arzenopyrit. Stříbronosný galenit obsahující i inkluze freibergitu, pyrargyritu a miargyritu byl nepochybně hlavní těžbou užitkovou komponentou. Mineralizace, jež se zde vyskytuje, byla zařazena Pokorným a Pošmourným (1972) do minerální asociace: černý sfalerit + kyzy (pyrit, pyrhotin, arzenopyrit) ± karbonáty. Tato asociace se nalézá v celé sledované oblasti Kamenné, přičemž je celkově nejrozšířenějším zrudněním v jihlavském rudním revíru (Bernard et al. 1981).

Poděkování

Autoři děkují P. Gadasovi, J. Štelcovi a V. Vávrovi (MU Brno) za asistenci při práci na mikrosondě a na rentgenové práškové difrakční analýze. Analytické práce byly finančně podpořeny projektem IGA UP PrF/2012/004. Recenzní připomínky prof. B. Fojta (MU Brno) a dr. J. Večeři (ČGS Jeseník) významně přispěly k vylepšení rukopisu.

Literatura

- Bernard, J. H. – Čech, F. – Kopecký, L. – Dudek, A. – Hovorka, D. – Staněk, J. – Petránek, J. – Paděra, K. (1981): Mineralogie Československa, 2. vyd. Academia, Praha.
- Malý, K. (1999): Jihlavský rudní revír – přehled geologie a mineralogie. – Sborník Dolování stříbra a mincování v Jihlavě, 15–27. Muzeum Vysočiny, Jihlava.
- Pluskal, O. – Vosáhlo, J. (1998): Jihlavský rudní revír. – Vlastivědný sborník Vysočiny, oddíl věd přírodních, 157–191.
- Pokorný, J. – Pošmourný, K. (1972): Metalogenetické mapy ČSSR 1 : 200 000, listy Liberec, Jihlava, Jindřichův Hradec – Věstník Ústředního ústavu geologického, 47, 355–363, Praha.
- Sláma, J. (1996): Těžba stříbra v okolí města Jihlavy. – Jihlavský netopýr. Jihlava.
- Zajíček, P. (1982): Jihlavský rudní revír a jeho mineralogie. – Národní muzeum v Praze a Společnost přátel Národního muzea. Praha.
- Zimola, D. (2010): Zpráva o archeologické akci – Kamenná. – MS, závěrečná zpráva, Muzeum Vysočiny Jihlava.

PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA METAMORFOVANÝCH A MAGMATICKÝCH HORNIN NA MAPOVÉM LISTU 14-23 KRÁLÍKY

Natural radioactivity of metamorphic and igneous rocks on the map sheet 14-23 Králíky

Jiří Zimák

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

(14-23 Králíky)

Key words: *Lugicum, Silesicum, gamma-spectrometry, natural radioactivity*

Abstract

The aim of the paper is to inform about natural radioactivity of metamorphic and igneous rocks on the map sheet 14-23 Králíky. The area covering the map sheet belongs to the Lugicum (Orlica-Šnieżnik Unit, Staré Město Group, and a so-called tonalite sill) and to the Silesicum (Velké Vrbno, Keprník and Branná Groups, and small granitoid intrusions near the town of Hanušovice). Contents of potassium, uranium and thorium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 988 rock samples. Data are tabeled and discussed.

Úvod

Předložená zpráva se zabývá hodnocením přirozené radioaktivity metamorfitů a magmatitů na listu 14-23 Králíky. Území tohoto listu je geologicky značně komplikované (viz Opletal et al. 1997, 2000), stýká se na něm lugikum a silezikum. Lugikum je zde reprezentováno orlicko-sněžnickou jednotkou, zastoupenou sněžnicko-gierałtowskou skupinou, mlynowiecko-stroňskou skupinou a staroměstskou skupinou (a také skupinou Hraničné, pokud její členy nepokládáme za součást mlynowiecko-stroňské skupiny – viz Cháb et al. 2008). Staroměstskou skupinou probíhá intruze „tonalitu“. Silezikum vystupuje na listu 14-23 Králíky na jen relativně malé ploše a je zde zastoupeno velkovrbenskou skupinou, keprnickou skupinou a skupinou Branné, v níž jsou drobné intruze granitoidů.

Vzorky a metody

Na listu 14-23 Králíky bylo na více než 600 lokalitách odebráno 988 vzorků metamorfitů a magmatitů reprezentujících jak dominantní horninové typy ve všech výše zmíněných geologických jednotkách a jejich částech, tak i horniny, které jsou na ploše listu zastoupeny jen zcela lokálně. Determinace hornin byla až na ojedinělé výjimky prováděna jen makroskopicky, což působilo značné problémy zejména při rozlišování některých typů ortorul (povahy „světlých“ metavulkanitů a metatufů) ve velkovrbenské skupině a staroměstské skupině. Původní určení horniny v terénu bylo v některých případech korigováno při přípravě vzorku na gamaspektrometrickou analýzu, a nutno přiznat, že někdy až na základě výsledku této analýzy. Stručnou petrografickou charakteristiku hornin studované oblasti lze najít ve vysvětlivkách k listu 14-23 Králíky (Opletal et al. 1997), v nutných případech bylo k názvu horniny v tab. 1 připojeno číslo barevné kolonky ve zmiňovaném mapovém listu; četné údaje o petrografické povaze hornin

v jv. úseku sledovaného území jsou ve vysvětlivkách k listu 14-234 Hanušovice (Opletal et al. 2000).

K bližší determinaci mramorů z velkovrbenské skupiny byla provedena stanovení obsahů MgO a CaO v karbonátovém podílu těchto hornin (analytik P. Kadlec, PřF MU Brno), avšak pouze v případě souboru vzorků z ložiska Konstantin.

V horninových vzorcích byly na PřF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm³ (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy draslíku (přímo na základě koncentrace ⁴⁰K), uranu a thoria (u obou prvků nepřímo na základě koncentrací dceřiných produktů, a proto jsou jejich obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh). Meze detekce: K = 0,5 hmot. %, U = 1,5 ppm, Th = 1,5 ppm. Při výpočtu hodnot a_m (viz níže) a při statistickém zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hmot. %, obdobně v případě eU a eTh hodnotou 1 ppm.

Přirozená radioaktivita hornin je hodnocena na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu ²²⁶Ra (a_m), která byla z výsledků gamaspektrometrických analýz vypočtena podle vztahu $a_m = 12,35U + (1,43 \times 4,06Th) + (0,077 \times 313K)$, do kterého jsou obsahy uranu a thoria dosazovány v ppm, obsahy draslíku v hmot. %.

Výsledky a diskuze

Výsledky provedených laboratorních gamaspektrometrických měření jsou shrnuty v tabulce 1, do níž však nebyly začleněny údaje o souboru vzorků rul sněžnicko-gierałtowské skupiny z výrazné pozitivní uranové anomálie na k. ú. Velká Morava. Ze získaných dat plynou tyto poznatky:

1. Ruly sněžnicko-gierałtowské skupiny (viz tab. 1) vykazují průměrnou hmotnostní aktivitu 164 Bq·kg⁻¹, což

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) v horninách a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 1: Natural radioactive elements (K, eU, eTh) contents in rocks and calculated mass activity (a_m); n = number of samples, x = average.

geol. jednotka/ hornina	n	K (hmot. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a_m (Bq·kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>orlicko-sněžnická jednotka – sněžnické a gierałtowské ortoruly, žilné horniny v ortorulách</i>																	
ortoruly	327	1,3	6,2	3,6	3,6	< 1,5	8,7	2,3	2,7	< 1,5	19,4	7,3	7,5	72	270	166	164
pegmatity	2	8,2	9,3	8,8	8,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,7	1,8	1,8	216	252	234	234
lamprofyry	3	5,0	6,1	5,2	5,4	2,9	13,1	8,5	8,2	10,5	18,8	12,6	14,0	243	360	335	313
žilné diority	3	1,9	2,6	2,6	2,4	2,4	2,8	2,8	2,7	8,2	8,9	8,3	8,5	129	145	144	139
<i>orlicko-sněžnická jednotka – mlynowiecko-stroňská skupina</i>																	
svory40	23	1,4	5,6	2,9	3,0	1,8	3,9	2,6	2,7	6,2	13,3	10,8	10,4	97	248	167	165
svory46	12	1,7	4,2	2,8	2,8	2,0	4,3	3,5	3,2	8,6	13,3	10,2	10,6	133	219	164	169
ruly	3	2,2	3,2	3,2	2,9	< 1,5	2,6	1,7	1,8	4,4	11,7	8,6	8,2	115	177	124	139
živcové kvarcity	3	1,1	3,7	3,1	2,6	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,5	5,9	3,6	4,0	60	136	102	99
erlany	5	1,4	3,8	3,3	3,0	1,7	2,9	2,3	2,3	9,3	11,7	9,6	10,0	123	186	161	158
mramory	12	< 0,5	0,7	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	1,5	< 1,5	< 1,5	< 39	< 39	< 39	< 39
<i>staroměstská skupina a skupina Hraničné</i>																	
svory, fylonity33	35	1,4	4,1	2,4	2,6	< 1,5	4,0	2,7	2,8	6,4	15,7	10,1	10,3	96	235	154	156
svory-ruly36	20	0,8	4,0	2,6	2,6	< 1,5	5,4	2,8	2,9	2,2	25,3	10,4	10,6	44	305	162	159
ruly-migmatity34	37	< 0,5	6,3	1,2	1,5	< 1,5	4,4	2,0	2,0	< 1,5	36,9	6,7	8,3	< 39	378	93	110
albitické svory37	19	1,9	4,5	3,0	3,0	1,7	8,6	3,9	4,0	8,1	19,2	14,6	14,3	132	286	204	204
ruly37	23	< 0,5	4,8	1,9	2,0	< 1,5	6,4	2,5	2,6	< 1,5	16,0	7,8	8,0	< 39	228	117	126
amfibolity38	52	< 0,5	1,1	< 0,5	< 0,5	< 1,5	2,6	< 1,5	< 1,5	< 1,5	4,5	< 1,5	< 1,5	< 39	73	< 39	< 39
ortoruly38	46	< 0,5	4,6	< 0,5	0,9	< 1,5	10,1	< 1,5	1,7	< 1,5	19,7	1,5	3,5	< 39	338	< 39	64
kvarcity39	3	< 0,5	1,1	< 0,5	0,6	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	4,3	8,5	4,6	5,8	47	70	64	60
<i>granitoidy, serpentinity a eklogity v prostoru staroměstských pásem</i>																	
granitoidy	36	0,7	3,7	2,2	2,1	< 1,5	14,3	2,3	2,6	< 1,5	15,7	8,9	8,9	55	235	140	136
serpentinity	17	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 39	< 39	< 39	< 39
eklogity	1	0,6	0,6	0,6	0,6	3,8	3,8	3,8	3,8	3,9	3,9	3,9	3,9	84	84	84	84
<i>velkovrbenská skupina</i>																	
fylnity28	30	1,3	4,7	2,6	2,7	< 1,5	5,3	2,4	2,5	5,4	18,6	11,3	11,8	98	245	162	164
ruly29	13	0,6	4,2	1,2	1,6	< 1,5	3,5	2,5	2,0	< 1,5	11,3	5,3	6,0	< 39	173	102	99
amfibolity	19	< 0,5	1,6	< 0,5	0,6	< 1,5	2,2	< 1,5	< 1,5	< 1,5	7,8	1,7	2,2	< 39	80	< 39	40
světlé metatufy	8	< 0,5	4,4	2,6	2,5	< 1,5	5,6	< 1,5	2,0	< 1,5	18,7	5,6	7,4	60	287	106	127
metaryolity	5	3,2	4,1	3,9	3,7	< 1,5	2,6	< 1,5	1,6	5,9	17,7	9,1	10,8	142	214	159	172
kvarcity	5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,3	3,8	3,0	3,1	< 39	42	< 39	39
skarny	3	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	4,2	5,3	4,6	4,7	9,8	16,2	10,3	12,1	120	159	130	136
mramory	13	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	5,6	< 1,5	1,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 39	83	< 39	< 39
grafitické horniny	7	1,4	4,1	2,2	2,4	3,9	18,2	10,9	10,9	< 1,5	4,9	3,6	3,2	102	333	209	211
<i>keprnická skupina a skupina Branné</i>																	
keprnické ruly	47	1,3	4,2	2,2	2,3	< 1,5	3,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	20,5	6,2	7,3	54	254	105	115
blastomylonity	12	0,7	5,1	2,0	2,5	< 1,5	3,2	1,6	1,6	< 1,5	37,8	7,2	9,9	69	297	132	139
leukokratické ruly	4	2,6	5,2	3,9	3,9	< 1,5	4,4	2,2	2,4	4,9	13,6	9,0	9,1	152	196	180	177
svory	25	1,7	4,3	3,0	3,0	1,6	3,4	2,4	2,4	7,8	15,4	11,8	11,8	108	229	171	172
fylnity	38	1,7	4,5	2,9	2,9	< 1,5	4,8	2,0	2,3	6,4	22,5	12,3	12,7	108	280	167	171
kvarcity	2	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 39	< 39	< 39	< 39
mramory	15	< 0,5	1,2	0,8	0,7	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	7,8	2,1	2,9	< 39	85	43	46
metabazika	2	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	5,1	5,7	5,4	5,4	50	53	52	52
živcové kvarcity	7	1,5	3,7	2,5	2,5	< 1,5	5,1	< 1,5	1,8	< 1,5	15,6	4,1	5,2	54	243	99	113
<i>hanušovický masiv</i>																	
granitoidy	37	1,0	4,5	3,0	2,9	2,2	11,4	4,4	4,9	7,8	38,0	25,5	23,7	128	404	263	268

je hodnota velmi blízká hmotnostní aktivitě vypočtené pro průměrnou zemskou kůru z klarků K, U a Th (cca 180 Bq·kg⁻¹). Opletal et al. (1980) dělí ruly této skupiny do tří stavbou odlišných typů, v citované práci označovaných

jako typy A, B a C. Toto členění respektovali autoři geologické mapy 14-23 Králíky (viz Opletal et al. 1997) a také autor této zprávy. Typ A zahrnuje drobnozrnité a také autor této zprávy. Typ A zahrnuje drobnozrnité zrnito-šupinaté dvojslídne ruly (typické ruly gierałtowské).

Tab. 2: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, eU, eTh) v rulách orlicko-sněžnické jednotky a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 2: Natural radioactive elements (K, eU, eTh) contents in gneisses of the Orlica-Snieznik Unit and calculated mass activity (a_m); n = number of samples, x = average.

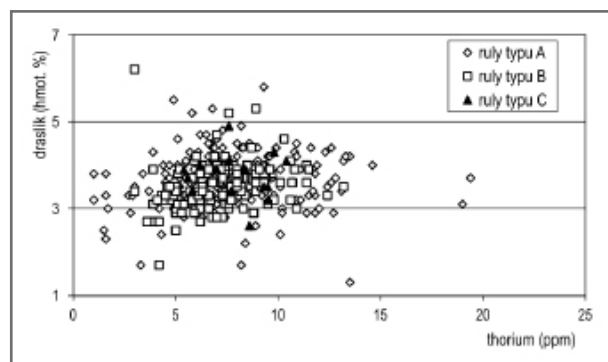
typ ruly	n	K (hmot. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a_m (Bq·kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>ruly orlicko-sněžnické jednotky na mapovém listu 14-23 Králíky (n = 327)</i>																	
typ A	194	1,3	5,8	3,7	3,7	< 1,5	8,0	2,4	2,8	< 1,5	19,4	7,4	7,6	72	270	168	167
typ B	118	1,7	6,2	3,5	3,5	< 1,5	8,7	2,2	2,6	3,0	13,2	7,0	7,2	78	242	161	158
typ C	15	2,6	4,9	3,9	3,8	1,6	4,5	2,4	2,6	5,4	10,4	7,7	7,9	132	190	165	168
<i>ruly orlicko-sněžnické jednotky na mapovém listu 14-12 Deštné (n = 148)</i>																	
typ A	38	1,8	4,4	3,7	3,6	< 1,5	6,2	2,4	2,4	2,9	13,9	8,1	8,0	121	234	161	163
typ B	93	1,9	5,5	4,0	4,0	< 1,5	11,5	1,9	2,5	2,1	16,9	7,3	7,8	94	348	168	171
typ C	17	3,1	5,4	3,9	4,0	< 1,5	4,1	2,1	2,3	4,2	11,5	8,2	7,9	130	220	170	171

Do typu B jsou řazeny středně až hrubě zrnité, plástevnaté až zrnito-plástevnaté dvojslídne ruly (jde o ruly dříve zčásti řazené k rulám gierałowským, zčásti k sněžnickým). K typu C jsou zařazeny hrubě okaté dvojslídne ruly (typické ruly sněžnické). V rámci sněžnicko-gierałowské skupiny na listu 14-23 Králíky silně převažují ruly typu A, méně jsou zastoupeny ruly typu B a jen zcela lokálně zde vystupují ruly typu C (kartograficky jsou vyjádřitelné pouze v okolí kóty Výčnělek na k. ú. Heřmanice). Vztah výše uvedených typů rul a jejich geneze je dlouhodobě diskutovaným problémem (viz např. Opletal et al. 1980, 1997, Grzeškowiak 2003, Bröcker et al. 2003, Grzeškowiak et al. 2005, Buriánek et al. 2009). V tabulce 2 jsou uvedeny obsahy K, U a Th ve vyčleněných typech rul na listu 14-23 Králíky a také na listu 14-12 Deštné (získané shodnou metodikou). Korelace Th versus K a také Th versus U jsou vyjádřeny na obrázcích 1 a 2 (na základě dat z listu 14-23 Králíky). Velmi podobné průměrné obsahy K, U a Th i nepříliš rozdílná rozpětí obsahů sledovaných prvků v jednotlivých typech rul (obr. 1 a 2) by mohly ukazovat na identický protolit, například povahy granitoidu (např. Bröcker et al. 2003) nebo pelitu, resp. metapelitu (viz Buriánek et al. 1997). Mírné zvýšení obsahu draslíku v rulách typu C ve srovnání s typem A (výrazněji v souboru vzorků z listu 14-12 Deštné – tab. 2) by mohlo svědčit o vzniku živcových „ok“ v průběhu feldspatizace (podle Opletala et al. 1997 se ruly typu C vytvořily feldspatizací rul typu A a B).

2. Anomálně vysoké obsahy uranu (až 0,16 hmot. %) a také thoria (až 0,18 hmot. %) byly zjištěny v mylonitizovaných a hydrotermálně alterovaných rulách (původně patrně typu A) odebraných na montánní haldě cca 380 m vsv. od kóty 1 014,0 m na k. ú. Velká Morava. Na téže lokalitě byly zjištěny lamprofyry se zvýšenými obsahy uranu (v průměru 8,2 ppm eU).

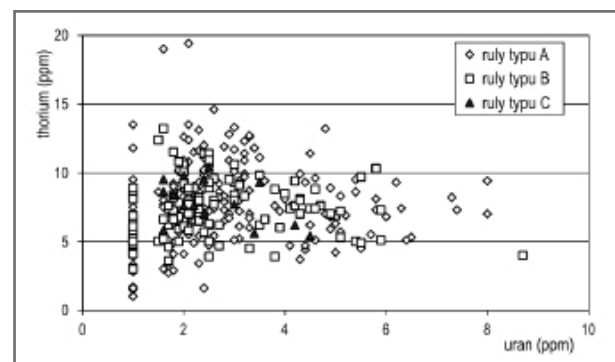
3. V souboru vzorků mlynowiecko-stroňské skupiny (tab. 1) jsou zastoupeny zejména svory, a to oběma na listu 14-23 Králíky kartograficky rozlišitelnými typy: chlorit-muskovitickými svory až albitickými svory (v legendě mapy položka č. 40) a dvojslídny albitickými svory (položka č. 46). Pokud jde o obsahy K, U a Th, neexistují mezi oběma skupinami svorů žádné zásadní rozdíly (viz tab. 1).

4. V rámci petrograficky velmi pestré staroměstské skupiny a skupiny Hraničné (viz tab. 1, k názvu horninových typů je připojeno číslo příslušné položky v legendě mapy) vykazují nejvyšší přirozenou radioaktivitu albitické svory (průměrná hmotnostní aktivita je 204 Bq·kg⁻¹), a to díky relativně vysokým obsahům všech tří sledovaných prvků. Nejnižší přirozenou radioaktivitu mají kvarcité, amfibolity a s nimi společně se vyskytující ortoruly (často jde o střídání cm až dm poloh světlých ortorul s mohutnějšími polohami amfibolitů); výjimečně však mohou mít tyto ortoruly výrazně zvýšené obsahy všech tří sledovaných prvků (viz tab. 1).



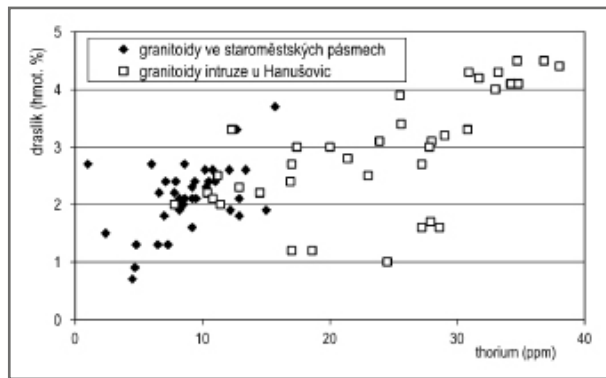
Obr. 1: Korelace thorium versus draslík v rulách orlicko-sněžnické jednotky.

Fig. 1: Thorium versus potassium correlation in gneisses of the Orlica-Snieznik Unit.



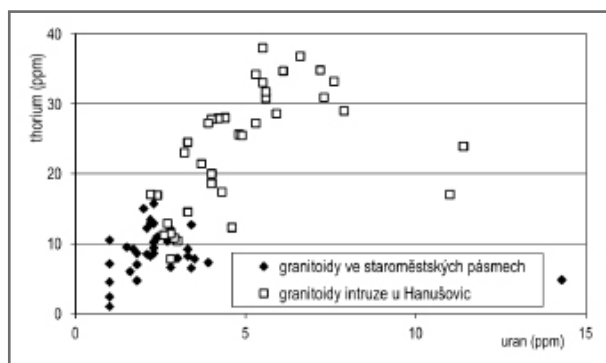
Obr. 2: Korelace uran versus thorium v rulách orlicko-sněžnické jednotky.

Fig. 2: Uranium versus thorium correlation in gneisses of the Orlica-Snieznik Unit.



Obr. 3: Korelace thorium versus draslík v granitoidech ze staroměstských pásem a v granitoidech z intruze u Hanušovic.

Fig. 3: Thorium versus potassium correlation in granitoids of the Staré Město Belt and in granitoids of an intrusion near Hanušovice.



Obr. 4: Korelace uran versus thorium v granitoidech ze staroměstských pásem a v granitoidech z intruze u Hanušovic.

Fig. 4: Uranium versus thorium correlation in granitoids of the Staré Město Belt and in granitoids of an intrusion near Hanušovice.

5. Tonalitová suita vystupující v podobě „žily“ v amphibolitech tzv. staroměstských pásem je petrograficky pestrá – převažují granodiority až tonality, ale přítomny jsou i křemenné monzodiority a křemenné diority (viz např. René 1998). S tím souvisí vysoká variabilita obsahů všech tří sledovaných prvků (viz tab. 1, obr. 3 a 4, v nichž jsou všechny horniny tonalitové suity zjednodušeně označeny jako granitoidy).

6. V rámci velkovrbenské skupiny byly zjištěny relativně vysoké obsahy uranu ve skarnech a grafitických horninách. Železnorudné skarny z historického ložiska Malé Vrbno (Mücke et al. 2004) mají v průměru 4,7 ppm eU. V grafitických horninách bylo stanoveno 3,9 až 18,2 ppm eU (průměr 10,9 ppm eU).

7. Mramory velkovrbenské skupiny vykazují velmi nízkou přirozenou radioaktivitu (viz tab. 1). Podle publikovaných údajů (Šmůla 2007) jsou na ložisku Konstantin přítomny mramory s různými poměry CaO a MgO, odpovídajícími celé škále hornin od mramorů s výrazně dominantním kalcitem až po mramory s výraznou dominancí dolomitu. V rámci výzkumu, o němž informuje tato zpráva, bylo v osmi vzorcích (reprezentujících všechny hlavní makroskopicky rozlišitelné typy mramorů na ložisku Konstan-

tin) provedeno kromě gamaspektrometrických analýz i stanovení obsahu CaO a MgO. Na základě obsahu obou oxidů lze v souboru vzorků rozlišit kalcitické mramory (tři vzorky s 52,0–53,5 hmot. % CaO a 0,5–0,7 hmot. % MgO) a dolomitické mramory (pět vzorků s 29,9–30,4 hmot. % CaO a 18,6–21,3 hmot. % MgO). V souboru osmi studovaných vzorků jsou tedy zastoupeny pouze členy s výraznou dominancí jednoho z karbonátů (minerál dolomit má teoreticky 30,4 hmot. % CaO a 21,7 hmot. % MgO), přechodné členy v něm chybí. Z trojice sledovaných radioaktivních prvků je v případě karbonátových hornin nejzajímavější uran. Ve čtyřech vzorcích byl zjištěn v rozpětí 1,6–5,6 ppm eU, ve čtyřech zbývajících byly jeho koncentrace pod 1,5 ppm eU. Obsah uranu nekoreluje s poměrem CaO/MgO. Běžové až nažloutle zbarvené dolomitické mramory (3 vzorky) mají obsahy uranu vždy pod 1,5 ppm eU. Vyšší obsahy uranu byly zjištěny v šedě zbarvených kalcitických mramorech (3 vzorky, < 1,5 až 1,7 ppm eU), nejvyšší v středně až tmavě šedých dolomitických mramorech (2 vzorky, 5,0 a 5,6 ppm eU), v nichž je uran patrně vázán na grafitickou substanci, rozlišitelnou místy již makroskopicky.

8. Keprnické ortoruly a je provázající blastomylonity mají v průměru jen nízkou přirozenou radioaktivitu. Obě skupiny hornin vykazují poměrně široké intervaly obsahů u všech tří sledovaných prvků (tab. 1). Značná podobnost mezi oběma soubory hornin ukazuje na obdobnou povahu protolitu.

9. V rámci skupiny Branné mají nejvyšší hmotnostní aktivitu fylity a svory. Z výsledků v tab. 1 lze usuzovat na identický protolit obou typů metapelitů.

10. Vlivem často vysokých obsahů uranu a thoria vykazují zvýšenou přirozenou radioaktivitu granitoidní horniny „hanušovického masivu“ (v průměru 268 Bq·kg⁻¹). Takto jsou označovány monzogranity, přecházející do syenogranitů nebo granodioritů (Pospíšil 2012), vystupující ve dvojslídých svorech skupiny Branné v. a sv. od Hanušovic (v okolí železniční zastávky Potučník a v okolí kóty Branská) a u Pustých Žibřidovic. Zvýšené obsahy uranu a thoria vykazují zejména syenogranity. Pozitivní korelace mezi draslíkem a thoriem a též mezi thoriem a uranem je zřejmá z obr. 3 a 4. Oba obrázky současně dobře dokumentují výrazný rozdíl mezi granitoidy intruze u Hanušovic a tonalitovou suitou ve staroměstských pásmech.

Závěr

Průměrná hmotnostní aktivita jednotlivých horninových typů budujících krystalinikum na mapovém listu 14-23 Králíky až na výjimky nedosahuje hodnot vypočtených pro průměrnou zemskou kůru (kolem 180 Bq·kg⁻¹). Těmito výjimkami jsou pegmatity a zejména lamprofyry pronikající ortorulami orlicko-sněžnické jednotky, albitické svory staroměstské skupiny, grafitické horniny velkovrbenské skupiny a také granitoidy „hanušovického masivu“.

V poli přirozené radioaktivity představuje výraznou pozitivní anomálii (avšak o velmi malé ploše) ekonomicky bezvýznamný výskyt uranové mineralizace na k. ú. Velká Morava.

Literatura

- Bröcker, M. – Lange, U. – Mezger, K. – Żelaźniewicz, A. (2003): The orthogneisses of the Orlica-Śnieżnik dome (West Sudetes, Poland): Sr-Nd isotope characteristics and Rb-Sr geochronology. – *Journal of the Czech Geological Society*, 48, 1–2, 25–26.
- Buriánek, D. – Verner, K. – Hanžl, P. – Krumlová, H. (2009): Ordovician metagranites and migmatites of the Svatka and Orlice-Sněžník units, northeastern Bohemian Massif. – *Journal of Geosciences*, 54, 2, 181–200.
- Grzeškowiak, A. (2003): On the mineralogy and origin of the Śnieżnik versus Gieraltów gneisses, Międzygórze Unit, OSD, West Sudetes. – *Geolines*, 16, 36–38.
- Grzeškowiak, A. – Żelaźniewicz, A. – Fanning, M. (2005): Early Palaeozoic syntectonic migmatization preceded Variscan metamorphism in the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes: U-Pb SHRIMP evidence. – *Geolines*, 19, 46–48.
- Cháb, J. – Breiter, K. – Fatka, O. – Hladil, J. – Kalvoda, J. – Šimůnek, Z. – Štorch, P. – Vašíček, Z. – Zajíc, J. – Zapletal, J. (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. – Vydavatelství České geologické služby, Praha.
- Mücke, A. – Fojt, B. – Skácel, J. (2004): The Malé Vrbno magnetite occurrence of the Velké-Vrbno Unit, Czech Republic: petrology, mineralogy, geochemistry and genesis. – *Chemie der Erde*, 66, 109–127.
- Opletal, M. et al. (1980): *Geologie Orlických hor*. – Ústřední ústav geologický – Academia Praha.
- Opletal, M. – Čech, S. – Sekyra, J. (1997): *Geologie území*. – In: Müller, V. (ed.): *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000*, list 14-23 Králíky, 7–15. Český geologický ústav, Praha.
- Opletal, M. – Pecina, V. – Vít, J. (2000): *Geologický vývoj a charakteristika jednotek*. – In: Opletal, M. (ed.): *Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000*, list 14-234 Hanušovice, 5–28. Český geologický ústav, Praha.
- Pospíšil, J. (2012): *Petrografická charakteristika granitoidů hanušovické intruze*. – MS, diplomová práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého Olomouc.
- René, M. (1998): Evolution of a tonalite suite in the northeastern part of the Bohemian Massif. – *Geolines*, 6, 53.
- Šmůla, R. (2007): *Karbonátové horniny z lokality Konstantin a jejich vhodnost k chemicko-technologickému zpracování a zpracování tavením*. – *Uhlí – rudy – geologický průzkum*, 14, 3, 29–35.

URAN A THORIUM V GRANITICKÝCH PEGMATITECH A APLITECH SILEZIKA

Uranium and thorium in granitic pegmatites and aplites of Silesicum

Jiří Zimák

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

(14-22 Jeseník, 14-24 Bělá pod Pradědem, 14-41 Šumperk, 14-42 Rýmařov, 15-13 Vrbno pod Pradědem)

Key words: Silesicum, pegmatites, aplites, uranium, thorium, laboratory gamma-spectrometry

Abstract

Contents of uranium and thorium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 575 samples of granitic pegmatites and aplites from Silesicum. Very low contents of the both elements were found in metapegmatites occurring in metagranitoids and blastomylonites of the Desná Group, in pre-Variscan muscovite pegmatites with tourmaline, and in Variscan beryl-columbite pegmatites. Very high uranium and thorium contents are in some pegmatite dykes occurring on the Kluč Hill near Kociánov. The pegmatites are composed mainly of feldspars, quartz and mica (biotite and/or muscovite), and contain accessory minerals of uranium and thorium such as uraninite, coffinite and thorite. The Kluč Hill pegmatites are spatially and genetically bound to a small I-type Variscan granitoid body (so-called Rudná hora Intrusion). Highest average uranium contents were found in pyroxenic pegmatites occurring in the Žulová Massif mantle (its marbles can be considered the main source of uranium).

Úvod

V předložené zprávě jsou shrnuty poznatky o obsazích uranu a thoria v granitických pegmatitech a aplitech silezika. Z genetického a regionálně geologického hlediska lze studované horniny rozdělit do sedmi hlavních skupin, označovaných jako skupiny I až VII a stručně charakterizovaných v následujících odstavcích:

Skupina I: Metapegmatity v metagranitoidech a blastomylonitech desenské skupiny, zejména v její severní a střední části. Metapegmatity často mají povahu leukokrátních ortorul, výjimečně lze v nich pozorovat reliktův blokového živce. Jde o pegmatity pravděpodobně kadomského stáří, metamorfované současně s okolními granitoidy. Lze je paralelizovat s pegmatity brunovistulika, známými z dyjsko-ivančického a slavkovského masivu i z ostrůvků krystalinika v Hornomoravském úvalu.

Skupina II: Poměrně primitivní muskovitické pegmatity s turmalínem, pravděpodobně prevariského stáří (viz Novák 2005), vystupující v horninách desenské skupiny (včetně skupiny Videlského potoka).

Skupina III: Beryl-columbitové pegmatity (charakterizované Novákem 2005) pronikající horninami sobotínského masivu (lokality Scheibengraben, Bienergraben, Schinderhübel a Lysá hora) a rulami keprnické skupiny (lokality Dämmbaude u Branné).

Skupina IV: Aplity a texturně diferencované pegmatity prostorově a patrně i geneticky spjaté se šumperským masivem, vystupující v granitoidech tohoto masivu nebo v horninách jeho pláště (ruly a blastomylonity keprnické skupiny). Novák (2005) řadí pegmatity od Šumperka mezi beryl-columbitové, a to na základě přítomnosti berylu a columbitu v metasomatické jednotce pegmatitů na Ostředku (viz Procházka 1966).

Skupina V: Texturně diferencované pegmatity v rulách desenské skupiny v bezprostřední blízkosti granitoidní intruze Rudné hory (pegmatitové žíly na svazích Kluče).

Skupina VI: Aplity a texturně diferencované pegmatity v horninách žulovského masivu, včetně pyroxenických pegmatitů v karbonátových horninách jeho pláště. Novák (2005) v rámci granitových pegmatitů žulovského plutonu vyčleňuje jako samostatné podtypy např. miarolitické pegmatity, diopsidové pegmatity, allanitové pegmatity a gadolinitové pegmatity.

Skupina VII: Pegmatoidní granity a texturně slabě diferencované pegmatity vystupující u České Vsi (Čertovy kameny a Bělák) a Písečné.

Většinu aplitových žil a pegmatitových těles v prostoru silezika lze přiřadit k jedné ze sedmi výše uvedených skupin. Příkladem do tohoto systému nezařaditelných pegmatitů mohou být pegmatitové žíly vystupující v lomu v Bukovicích (a zmiňované v této zprávě). Problémy mohou nastat při rozlišování mezi skupinami I a II, a to zejména v případech, kdy je pegmatit v terénu nalezen jen v podobě drobných fragmentů.

Vzorky a metody

K výzkumu byl využit soubor 575 vzorků aplitů a granitových pegmatitů z území silezika, odebraných autorem této zprávy během terénních prací realizovaných v posledních cca 30 letech. V souboru vzorků jsou zastoupeny všechny lokality významné z hlediska výskytu aplitů a pegmatitů. V případě texturně diferencovaných pegmatitových těles byly odebrány reprezentativní vzorky z jednotlivých jednotek. Jako aplopegmatity jsou označovány buď samostatné žíly zrnitostně na rozhraní mezi aplitem a pegmatitem (ty jsou typické pro žulovský masiv), nebo je tento termín užíván k označení horninových partií na přechodu mezi aplitickou jednotkou a jednotkou charakteru

středně zrnitého pegmatitu (příp. i grafického pegmatitu).

Pomocí laboratorního gaspektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu 0,35 dm³ (průměr 76 mm, délka 76 mm) byly ve vzorcích stanoveny obsahy uranu a thoria, mez detekce pro oba prvky je shodně 1,5 ppm. Při statistickém zpracování dat byly obsahy U a Th pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 1 ppm. Před měřením byly horninové vzorky rozdrčeny a uzavřeny do krabiček o objemu 250 ml, v nichž byly následně měřeny. Hmotnost takto připravených vzorků se pohybovala kolem 400 gramů. Některé vzorky byla měřeny v původním stavu, tedy neměly pro měření ideální geometrii (hmotnost jednotlivých vzorků se pohybovala v rozpětí 300 až 900 gramů). Výsledky těchto měření proto mohou být zatíženy určitou chybou, která však není zásadně významná.

V souboru vzorků reprezentujících určitou texturní jednotku konkrétního pegmatitového tělesa lze někdy zjistit velmi široké rozpětí obsahů uranu a thoria, což souvisí s nerovnoměrnou distribucí nositelů obou prvků v rámci této jednotky. Je nutno poznamenat, že vzhledem ke značným rozměrům zrn v některých jednotkách či partiích pegmatitových těles by hmotnost reprezentativních vzorků měla být v řádu desítek kilogramů, případně i větší. Z tohoto důvodu byl z jednotlivých pegmatitů a jejich jednotek analyzován relativně velký počet vzorků, aby průměrné hodnoty bylo možno považovat za reprezentativní. Na lokalitách, v jejichž vzorcích byl v počáteční etapě výzkumu zjištěn relativně vysoký obsah uranu nebo thoria (např. lom v Bukovicích a kopec Kluč), byl proveden odběr dalšího materiálu, a soubory vzorků z těchto lokalit tak byly výrazně rozšířeny.

Tab. 1: Obsahy uranu a thoria v metapegmatitech a primitivních pegmatitech s turmalínem v desenské skupině, v aplitech a pegmatitech šumperského masivu a jeho pláště, v pegmatitech u Velkých Losin a Rapotína, na kopci Kluč, u České Vsi a Písečné a v lomu Bukovice (MP = metapegmatity, T = primitivní pegmatity s turmalínem, A = aplity a aplopegmatity, P = pegmatity, n = počet vzorků).

Tab. 1: Uranium and thorium contents in metapegmatites and primitive pegmatites with tourmaline in the Desná Group, in aplites and pegmatites of the Šumperk Massif and its mantle, in pegmatites at Velké Losiny and Rapotín, on the Kluč Hill, at Česká Ves and Písečná, and in the Bukovice Quarry (MP = metapegmatites, T = primitive pegmatites with tourmaline, A = aplites and aplopegmatites, P = pegmatites, n = number of samples).

oblast / horninový typ	sk.	n	eU (ppm)				eTh (ppm)			
			min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
desenská skupina/MP	I	21	< 1,5	1,9	< 1,5	< 1,5	< 1,5	9,6	< 1,5	2,0
desenská skupina/T	II	51	< 1,5	11,1	< 1,5	1,7	< 1,5	5,9	< 1,5	< 1,5
Domašov („V kotlí“)/T	II	16	< 1,5	21,4	2,8	4,7	< 1,5	2,5	< 1,5	< 1,5
šumperský masiv/P	IV	4	1,5	2,7	1,9	2,0	11,4	13,5	13,0	12,8
plášť šumperského masivu/P	IV	67	< 1,5	5,7	2,1	2,2	< 1,5	12,6	4,5	4,8
plášť šumperského masivu/A	IV	2	5,8	8,3	7,0	7,0	8,2	8,7	8,4	8,4
Velké Losiny, Rapotín/P	IV	44	< 1,5	10,3	1,9	2,6	< 1,5	19,3	2,9	3,8
Kluč – hlavní žíla/P	V	33	< 1,5	11,1	2,5	3,3	< 1,5	14,7	4,5	4,9
Kluč – ostatní výskyty/P	V	38	< 1,5	105,5	7,2	18,5	< 1,5	99,0	10,2	19,9
Česká Ves, Písečná/P	VII	13	< 1,5	5,3	2,5	2,6	2,9	13,1	4,1	5,2
Bukovice/P		24	1,6	22,7	4,5	5,5	1,9	21,3	8,3	8,9
Bukovice/A		2	< 1,5	6,4	3,7	3,7	10,7	19,6	15,2	15,2

Tab. 2: Obsahy uranu a thoria v beryl-columbitových pegmatech (n = počet vzorků).

Tab. 2: Uranium and thorium contents in beryl-columbite pegmatites (n = number of samples).

	sk.	n	eU (ppm)				eTh (ppm)			
			min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
Sobotín – Bienergraben	III	14	< 1,5	5,7	< 1,5	1,5	< 1,5	8,1	< 1,5	2,1
Maršíkov – Lysá hora	III	29	< 1,5	15,6	2,8	4,2	< 1,5	13,4	4,1	4,7
Schinderhübel – žíla I	III	13	1,8	10,7	4,2	4,9	2,1	5,9	3,0	3,2
Schinderhübel – žíla II	III	6	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,7	< 1,5	< 1,5
Schinderhübel – žíla III	III	9	< 1,5	5,8	3,6	3,3	1,6	5,9	3,8	3,8
Scheibengraben/grafická jednotka	III	11	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	6,5	< 1,5	1,5
Scheibengraben/hrubě zrnitá jednotka	III	13	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	5,7	2,0	2,3
Scheibengraben/bloková jednotka	III	5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5
Scheibengraben/metasomatická jednotka	III	16	< 1,5	5,4	1,5	2,0	3,2	23,3	8,4	10,2
Dämmbaude/hrubě zrnitá jednotka	III	8	< 1,5	2,8	1,2	1,6	< 1,5	2,9	1,6	1,6
Dämmbaude/bloková jednotka	III	8	< 1,5	4,3	2,4	2,4	< 1,5	1,9	1,6	1,5
Dämmbaude/metasomatická jednotka	III	12	< 1,5	6,9	1,8	2,2	< 1,5	7,6	1,3	2,1

Tab. 3: Obsahy uranu a thoria v aplitech a pegmatitech žulovského masivu a jeho pláště (A = aplity a aplopegmatity, P = pegmatity, n = počet vzorků).

Tab. 3: Uranium and thorium contents in aplites and pegmatites of the Žulová Massif and its mantle (A = aplites and aplopegmatites, P = pegmatites, n = number of samples).

	sk.	n	eU (ppm)				eTh (ppm)			
			min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
Žulová, Černá Voda/A	VI	30	1,7	8,2	3,2	3,7	2,7	15,4	6,2	7,0
Žulová, Vápenná, Černá Voda, N. Č. Voda/P	VI	45	< 1,5	17,1	1,9	3,3	< 1,5	66,7	6,2	9,0
Dolní Skorošice/A	VI	10	< 1,5	9,0	3,7	4,3	5,2	35,9	18,4	21,2
Dolní Skorošice/P	VI	6	< 1,5	4,2	2,3	2,5	4,7	12,6	8,1	8,4
Velká Kraš/P	VI	12	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	1,9	< 1,5	< 1,5
Supikovice/P	VI	3	9,5	12,3	10,1	10,6	4,7	9,3	5,3	6,4
Žulová/allanitový P	VI	10	3,4	15,0	6,0	6,9	4,9	18,0	7,0	8,4

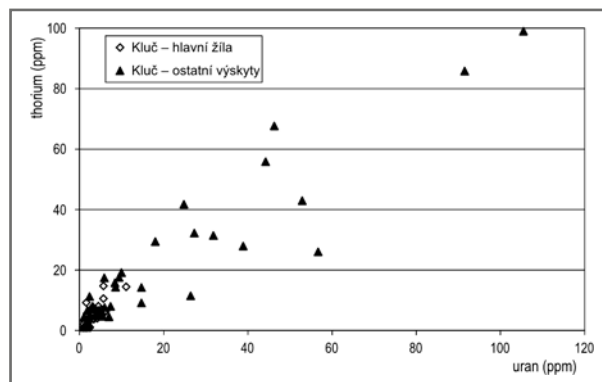
Výsledky a diskuze

Výsledky všech provedených gamaspektrometrických měření jsou sumarizovány v tabulkách 1 až 3. Hlavní poznatky jsou shrnuty a stručně komentovány v následujících odstavcích:

1. V rámci studovaného souboru hornin vykazují nejnížší obsahy uranu a thoria metapegmatity desenské skupiny (pegmatity skupiny I), jejichž vzorky byly odebrány na katastrálních územích Horní Údolí, Seč u Rejvízu, Ludvíkov, Andělská Hora, Domašov, Vernířovice, Rudoltice, Hrabšíšín a Mladoňov. Obsahy obou prvků jsou většinou pod 1,5 ppm (tab. 1). Nízkými obsahy uranu se metapegmatity desenské skupiny podobají metagranitoidům a blastomylonitům této skupiny a také pegmatitům brunovistulika vystupujícího v Hornomoravském úvalu, slavkovském masivu a dyjsko-ivančickém masivu (viz Zimák 2011).

2. Velmi nízké obsahy uranu a thoria vykazují i primitivní muskovitické pegmatity s turmalínem (skupina II). Soubor celkem 67 vzorků je v tabulce 1 rozdělen do dvou částí. První (n = 51) reprezentuje typické pegmatity této skupiny (charakterizované Novákem 2005), vystupující v metagranitoidích a blastomylonitech desenské skupiny (Rejvíz, Domašov), v tzv. desenských rulách (Rejhotice, Kociánov) a hojně v metaprachovcích a metaarkózách skupiny Videlského potoka (Horní Údolí, Železná, Malá Morávka). Do druhé byly zařazeny pegmatity z prostoru lokality zvané „V kotlí“ (Čech 1963, Kruťa 1973), jejichž vzorky byly odebrány cca 450 m zsz. od kóty 981 m (Hřib) v k. ú. Domašov. Výchoz či výchozy pegmatitů zde nejsou známy, pegmatit se zde vyskytuje v podobě balvanů a menších fragmentů v deluviu. Vedle křemene, živce (převažuje plagioklas, to dokládají i gamaspektrometricky stanovené obsahy draslíku) a muskovitu je zde relativně hojný turmalín (černé sloupcovité krystaly o délce až 12 cm) a také granát. Jak uvádí již Čech (1963), pegmatit je tlakově značně postižen, což je zřejmé i z rozlámání turmalínových krystalů. Od typických primitivních muskovitických pegmatitů s turmalínem se liší relativně hojným granátem a zejména přítomností tantaloniobátů, zde nalezených Čechem (1963), jenž v jejich agregátu určil mikrolit (resp. „uran-mikrolit“). V gamaspektrometricky analyzovaném souboru vzorků z lokality „V kotlí“ byly zastoupeny i dva vzorky pegmatitu s drobnými černohnědými agregáty, tvořenými pravděpodobně tantaloniobáty. V obou vzorcích byly stanoveny relativně vysoké obsahy uranu (15,4 a 21,4 ppm eU), patrně vázané na přítomnost tantaloniobátů.

3. Pegmatity skupiny IV v granitoidích šumperského masivu (Bludov) vykazují obsahy uranu a thoria blízké klarkovým hodnotám (tab. 1). Velmi podobné průměrné obsahy uranu a výrazně nižší obsahy thoria mají pegmatity v plášti šumperského masivu v jeho bezprostřední blízkosti (Šumperk, Horní Temenice, Bratrušov, Osikov a Rapotín) a také na lokalitách od výchozů šumperského masivu více vzdálených (Velké Losiny a Rapotín – jde o lokality na Lázeňském vrchu a zejména v prostoru kót Bukový kopec a Strážník). Relativně vysoký průměrný obsah uranu (7,0 ppm eU) byl zjištěn v aplitu z lomu na Ostředku. Nutno

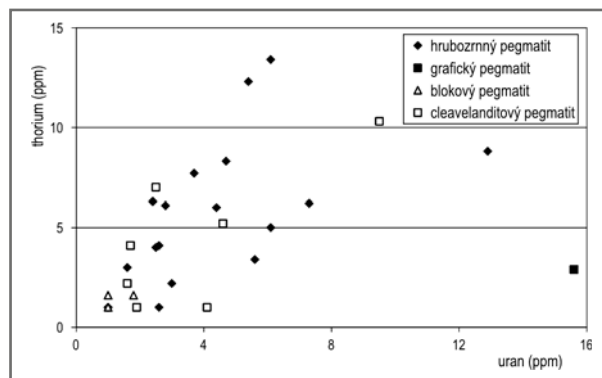


Obr. 1: Korelace uran versus thorium v pegmatitech na kopci Kluč u Kociánova.

Fig. 1: Uranium versus thorium correlation in pegmatites on the Kluč Hill near Kociánov.

poznámenat, že z aplopegmatitů na Ostředku a blízkých Městských skalách je Procházkou (1966, 1969) uváděna přítomnost uranových slíd – autunitu a také torbernitu (?).

4. Z hlediska obsahů uranu a thoria jsou zajímavé pegmatity na západním svahu Kluče (skupina V), mineralogicky zhodnocené Vachovou (2012). Hlavní žíla vystupující v několika výchozech v délce cca 350 m při hranici k. ú. Maršíkov a Filipová (střed žíly je cca 1 400 m jz. od kóty 892,4 Kluč) má jen relativně nízké průměrné obsahy U a Th (tab. 1). V žádném z ní odebraných vzorků (celkem 33) nebyly stanoveny výrazně vysoké obsahy sledovaných prvků (viz obr. 1). Kromě materiálu z hlavní žíly byly studovány vzorky pegmatitů z dalších devíti lokalit na západním svahu Kluče – data jsou sumarizována v tabulce 1 v položce „ostatní výskyty“, obsahy uranu a thoria v jednotlivých vzorcích jsou vyjádřeny v obrázku 1. Na dvou z těchto lokalit (obě jsou na k. ú. Kociánov) byly zjištěny extrémně vysoké obsahy uranu a thoria. Na první z nich (cca 380 m západně od kóty 892,4 m) bylo v hrubozrnném křemen-živce-biotitovém pegmatitu stanoveno až 105,5 ppm eU a 99,0 ppm eTh, v křemen-živce-muskovitovém až 46,3 ppm eU a 67,6 ppm eTh. Na druhé z lokalit (cca 900 m zsz. od kóty 892,4 m) byly ve dvou zde odebraných vzorcích pegmatoidního granitu zjištěny obsahy 56,7 a 52,9 ppm eU a 26,0 a 42,9 ppm eTh. Zvýšené obsahy obou prvků souvisí s přítomností urani-



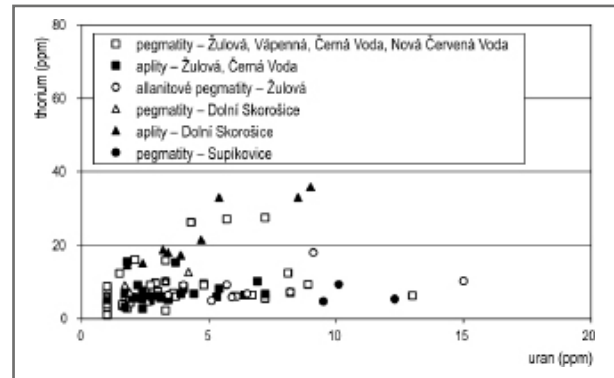
Obr. 2: Korelace uran versus thorium v pegmatitech na Lysé hoře.

Fig. 2: Uranium versus thorium correlation in pegmatites on the Lysé hora.

nitru, coffinitu, thoritu, xenotimu-(Y), zirkonu, monazitu-(Ce) a blíže neurčeného tantaloniobátu s podstatným obsahem U a Th (Vachová 2012 a nepublikovaná data autora). Pozitivní korelace mezi uranem a thoriem je zřejmá z obrázku 1. Pegmatity na Kluči jsou prostorově a patrně i geneticky spjaty s variskou granitoidní intruzí Rudné hory, složenou hlavně z alkalicko-živcového granitu a syenogranitu s druhově bohatou asociací akcesorií, jejíž součástí jsou i minerály obsahující uran a thorium – např. zirkon, monazit-(Ce), xenotim-(Y), euxenit-(Y), allanit-(Ce) a cheralit (Nejeschlebová et al. 2012).

5. Obsahy uranu a thoria v beryl-columbitových pegmatitech (skupina III) jsou uvedeny v tabulce 2. Zvýšené obsahy obou prvků byly zjištěny jen v některých vzorcích z pegmatitu na Lysé hoře (tab. 2, obr. 2) a lze je spojovat s přítomností uraninitu, coffinitu, cheralitu, aeschynitu-(Ce), yttróbetafitu-(Y), samarskitu-(Y) a případně dalších tantaloniobátů (viz Chládek 2011, Chládek a Zimák 2012). V prostoru lokality Schinderhübel byly studovány vzorky ze tří pegmatitových žil (označení žil v tabulce 2 je podle Černého et al. 1992 a Nováka 2002) – překvapením jsou velmi nízké obsahy uranu a thoria na žíle II (jde o žílu cca 30 m východně od klasického naleziště chryzoberylu). Pokud byly na lokalitě Schinderhübel zjištěny relativně vysoké obsahy U a Th, šlo vždy o vzorky, v nichž byl ve větší míře přítomen cukrový albit. V rámci pegmatitového tělesa na lokalitě Scheibengraben byly zvýšené obsahy obou prvků stanoveny pouze v několika vzorcích z metasomatické jednotky (cukrového albitu), jejich nositelem jsou zde patrně tantaloniobáty. Na lokalitě Dämmbaude nebyly z hlediska průměrných obsahů U a Th zjištěny žádné výraznější rozdíly mezi jednotlivými jednotkami (viz tab. 2), ale i v případě tohoto pegmatitového tělesa lze konstatovat, že vzorky s nejvyššími obsahy U a Th pocházejí z metasomatické jednotky tvořené hlavně cukrovým albitem.

6. Pegmatity a aplity ze žulovského masivu a jeho pláště (skupina VI) jsou rozděleny do sedmi podskupin (viz tab. 3). První dvě podskupiny zahrnují celkem 75 vzorků reprezentujících žíly aplitů a pegmatitů v granitech žulovského masivu na k. ú. Žulová, Vápenná, Černá Voda a Nová Červená Voda (vzorky z aplitické jednotky byly v těchto případech zařazeny mezi aplity). Pokud jde o průměrné obsahy uranu a thoria, neexistuje mezi oběma podskupinami hornin žádný výraznější rozdíl. Větší pegmatitová tělesa ve zmíněné oblasti jsou často výrazně texturně diferencována – ve směru od okraje do centra lze v jejich typických reprezentantech rozlišit: (i) jednotku aplitu (resp. aplopegmatitu), (ii) hrubě zrnitou jednotku tvořenou K-živcem, křemenem a biotitem a (iii) blokovou jednotku. I když jsou obsahy U a Th v souboru vzorků z hrubě zrnité jednotky velmi variabilní (to je způsobeno malými rozměry vzorků ve vztahu k jejich zrnitosti), průměrné obsahy U a Th v aplitické a hrubě zrnité jednotce jsou velmi podobné. V blokové jednotce bývají obsahy obou sledovaných prvků nižší. Extrémním příkladem je pegmatitové těleso ve Velké Kraši (viz Novák et al. 2000), z jehož mohutně vyvinuté blokové jednotky bylo odebráno 12 vzorků, v nichž jsou obsahy uranu a thoria většinou pod 1,5 ppm (tab. 3). Jako samostatné položky jsou v tabulce 3



Obr. 3: Korelace uran versus thorium v pegmatitech a aplitech žulovského masivu a jeho pláště.

Fig. 3: Uranium versus thorium correlation in pegmatites and aplites of the Žulová Massif and its mantle.

uvedeny aplity a pegmatity z k. ú. Dolní Skorošice (z lomů na Kaní hoře), které reprezentují žilné horniny pronikající starší (bazičtější) částí žulovského masivu (dioritoidy, převážně křemenný monzodiorit). Pro aplity a aplopegmatity z Dolních Skorošic jsou charakteristické relativně vysoké obsahy thoria (v průměru 21,2 ppm Th). Zajímavé jsou zvýšené obsahy uranu v pegmatitech pronikajících mramory v plášti žulovského masivu. Ve studovaném souboru vzorků jsou reprezentovány pyroxenickými pegmatity (či pyroxenickými pegmatoidy – viz Žáček 1997) ze Supíkovic (průměr 10,6 ppm eU) a pyroxenickými pegmatity s titanitem a allanitem-(Ce) z Jaškova lomu u Žulové (průměr 6,9 ppm eU). Zdrojem zvýšených obsahů uranu v pyroxenických pegmatitech jsou patrně okolní karbonátové horniny. Na obrázku 3 jsou znázorněny výsledky všech stanovení uranu a thoria v jednotlivých vzorcích ze skupiny VI, s výjimkou souboru vzorků z Velké Kraše.

7. Pegmatity a pegmatoidní granity z České Vsi a Písečné (skupina VII) se obsahy uranu a thoria velmi podobají (pokud jde o median – viz tab. 1) pegmatitům v granitoidech žulovského masivu (tab. 3, lokality na k. ú. Žulová, Vápenná, Černá Voda, Nová Červená Voda). To ukazuje na genetické sepětí hornin skupiny VII s žulovským masivem.

Závěry

1. V prostoru silezika mají nejnižší obsahy uranu a thoria metapegmatity v metagranitoidech a blastomylonitech desenské skupiny a primitivní muskovitické pegmatity s turmalínem v těchže horninách a také v metaprachovcích a metaarkózách skupiny Videlského potoka a v tzv. desenských rulách. Výjimkou jsou muskovitické pegmatity s turmalínem z lokality „V kotli“ (k. ú. Domašov) se zvýšenými obsahy uranu (až 21,4 ppm eU), vázanými patrně na tantaloniobáty.

2. Beryl-columbitové pegmatity mají jen nízké obsahy uranu a thoria. V případě lokality Scheibengraben bylo zjištěno mírné zvýšení obsahu thoria v metasomatické jednotce.

3. Extrémně vysoké koncentrace uranu a thoria (až 46,3 ppm eU a 67,6 ppm eTh) byly zjištěny v pegmatitech na z. svahu Kluče (k. ú. Kociánov). Vysoké obsahy

obou prvků souvisí s přítomností uraninitu, coffinitu, thoritu a také několika dalších minerálů, obsahujících U a Th jako příměs. Pegmatity na Kluči jsou geneticky patrně spjaty s variskou granitoidní intruzí Rudné hory.

4. Aplity v lomu na Ostředku u Šumperka mají v průměru 7,0 ppm eU. Přítomnost uranových minerálů na této lokalitě byla již dříve známa (U-slídy uváděné Procházkou 1966, 1969).

5. V žulovském masivu mají aplity v dioritoidech výrazně vyšší obsahy thoria (v průměru 21,2 ppm eTh) než aplity v granitoidech (v průměru 7,0 ppm eTh).

6. V texturně diferencovaných granitických pegmatitech žulovského masivu byly nejnižší obsahy uranu a thoria stanoveny v blokové zóně a křemenném jádru.

7. V rámci žulovského masivu a jeho pláště byly nejvyšší obsahy uranu zjištěny v pyroxenických pegmatitech (pegmatitoidech) pronikajících mramory (v průměru až 10,6 ppm eU). Zdrojem uranu byly patrně okolní karbonátové horniny.

Literatura

- Čech, F. (1963): Příspěvky k mineralogii Moravy a Slezska. – *Časopis Moravského musea, Vědy přírodní*, 48, 31–42.
- Černý, P. – Novák, M. – Chapman, R. (1992): Effects of sillimanite-grade metamorphism and shearing on Nb,Ta-oxide minerals in granitic pegmatites: Maršíkov, northern Moravia, Czechoslovakia. – *Canadian Mineralogist*, 30, 699–718.
- Chládek, Š. (2011): Mineralogická charakteristika pegmatitu na Lysé hoře u Maršíkova v Hrubém Jeseníku. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého. Olomouc.
- Chládek, Š. – Zimák, J. (2012): Unikátní nález berylu v pegmatitu na Lysé hoře u Maršíkova. – *Minerál*, 20, 488–494.
- Kruťa, T. (1973): Slezské nerosty a jejich literatura. Moravské muzeum v Brně.
- Nejeschlebová, L. – Zimák, J. – René, M. (2012): Granitoidy intruze Rudné hory v Hrubém Jeseníku a jejich akcesorie. – *Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci*, No. 303, 113–117.
- Novák, M. (2002): Lokalita č. 9. Maršíkov – Schinderhübel. – In: Zimák J. et al.: Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku, 34–37. Univerzita Palackého v Olomouci.
- Novák, M. (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika): mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 90, 3–74.
- Novák, M. – Kimbrough, D. L. – Taylor, M. C. – Černý, P. (2000): Radiometrické U/Pb stáří monazitu z granitického pegmatitu u Velké Kraše, žulovský pluton. – *Moravskoslezské paleozoikum 2000*, s. 13. Brno.
- Procházka, J. (1966): O nových pegmatitech a jejich minerálech z okolí Šumperka. – *Časopis Moravského musea, Vědy přírodní*, 51, 43–60.
- Procházka, J. (1969): Autunit, bertrandit a bismutit z pegmatitů od Šumperka. – *Časopis Moravského musea, Vědy přírodní*, 54, 31–44.
- Vachová, S. (2012): Mineralogie pegmatitů na Kluči u Filipové v Hrubém Jeseníku. – MS, diplomová práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého. Olomouc.
- Zimák, J. (2011): Přirozená radioaktivita granitoidů a metagranitoidů brunovistulického teránu na území České republiky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 18, 201–204.
- Žáček, V. (1997): Metasomatické žíly pyroxenického pegmatoidu z pláště žulovského granitového plutonu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1996*, 111–114.

STRATIFIKACE CO₂ V PŮDNÍM VZDUCHU (MORAVSKÝ KRAS)

Stratification of CO₂ in soil air (Moravian Karst)

Martin Blecha^{1,2}, Jiří Faimon¹

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: faimon@sci.muni.cz

² Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i. (VÚMOP, v. v. i.), Žabovřeská 250, 256 27 Praha 5 – Zbraslav

(24-41 Vyškov)

Key words: CO₂ concentration, Moravian Karst, soil air, stratification

Abstract

Soil CO₂ is important part of the global carbon cycle. In karst, it controls fundamental processes as limestone dissolution and calcite speleothem growth. Dynamics and mechanisms of soil CO₂ production are still little known. This study contributes to their better understanding. On the selected sites of Moravian Karst with different vegetation cover, the CO₂ stratification in the free air of soil drill-hole was studied during both non-vegetation and early vegetation periods. At all sites, CO₂ concentrations were found to increase with depth of air column. In spring, the agricultural soils (field) and the soil under grassy vegetation (sinkhole) showed the enormous gradients in CO₂ concentrations, up to 1000 ppmv per one dm of length, towards the depth. A conceptual model was proposed to discuss in detail the gradient evolution.

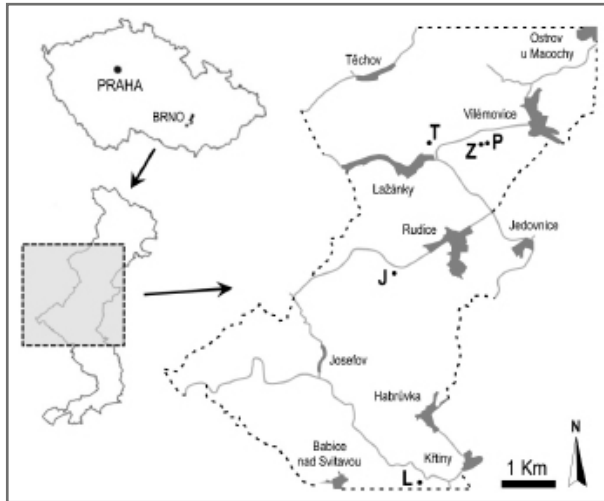
Úvod

Role CO₂ je v karbonátových krasových systémech nezastupitelná: parciální tlaky CO₂ jsou řídicí proměnnou krasových procesů jako je (i) rozpouštění karbonátových hornin v epikrasu (Ford – Williams 2007, Stumm – Morgan 1996), (ii) růst speleotém v jeskynních systémech (Faimon et al. 2000, Fairchild et al. 2006), (iii) případně i koroze speleotém (Sarbu – Lascu 1997, Faimon et al. 2006). Významným zdrojem krasového CO₂ jsou půdy, ve kterých je CO₂ produkováno (1) autotrofním dýcháním kořenového systému vegetačního pokryvu a (2) heterotrofní biodegradací organického detritu (Kuzjakov – Cheng 2001, Kuzjakov 2006).

Koncentrace CO₂ v půdním vzduchu jsou mnohonásobně vyšší (běžně kolem 1,0 obj. %) než v atmosféře (0,035 obj. %). Půdní CO₂ je významnou složkou cyklu uhlíku, protože globální toky CO₂ z půd do atmosféry jsou zhruba 10krát vyšší (~ 75 Gtun C-rok⁻¹, Schlesinger – Andrews 2000), než veškeré antropogenní emise. Pro produkci půdního CO₂ je naprosto klíčová organominerální humusová vrstva (horizont A), která dodává do půdního profilu organické látky a pravděpodobně i většinu CO₂ (např. Risk et al. 2002, Jassal et al. 2005). Zimmermann et al. (2009) pokládají za nejproduktivnější část půdního profilu organický horizont (horizont nadložního humusu), který je tvořen částečně rozloženými rostlinnými relikty a opadem. Je vyčleněn nad humusový horizont a vyskytuje se prakticky jen u lesních půd (Vopravil et al. 2009). Např. Jassal et al. (2005) uvádí, že 75 % veškerého toku do vnější atmosféry má původ ve svrchních 20 cm půdního profilu. Ovšem organický uhlík není vázán jen na humusový horizont, ve velkém množství se vykytuje i hlouběji v půdách (Jobbágy – Jackson 2000). Navzdory názorům, že v produkci CO₂ dominuje humusová vrstva, někteří autoři (např. Li et al. 2002, Fierer et al. 2005) protiargu-

mentují nárůstem koncentrace CO₂ směrem do hlubších partií půdního profilu. Produkce CO₂ v půdách závisí na celé řadě faktorů, primárně na teplotě a vlhkosti půdní atmosféry. Dále se uplatňují hloubka/charakter půdního profilu, množství/povaha organického detritu (odvozená od typu, hustoty a stáří vegetačního pokryvu), úhrny srážek, fotosyntéza rostlin, intenzita slunečního záření a různé antropogenní vlivy (např. intenzivní zemědělská činnost, kyselá atmosférická depozice apod.). Transport CO₂ (toky) se v půdním profilu odehrává dvěma hlavními mechanismy: (1) rozpuštěný CO₂ je transportován vsakujícími se vodami, (2) plynný CO₂ volně difunduje ve směru koncentračního gradientu.

Koncentrace CO₂ v půdním profilu vykazují výrazné denní a sezónní oscilace s maximy během letních měsíců (Nakadai et al. 2002, Rayment – Jarvis 2000, Risk et al. 2002). Směrem do hlubších partií půdního profilu zůstává zachována sezónní variabilita v koncentracích, ale současně dochází ke smazání výrazných denních výkyvů v produkci půdního CO₂ (Nakadai et al. 2002). Vyrovnané teploty a humóznější prostředí hluboko v půdách do jisté míry umožňují netlumenou aktivitu dekompozitorů organického detritu v zimních měsících. Pak zde převládá heterotrofní mikrobiální aktivita, která mineralizuje naakumulované organické látky kontinuálně bez výkyvů. Tudiž v chladných měsících tyto hluboko položené horizonty přispívají nejvýrazněji k celkové produkci CO₂ (Risk et al. 2002, Hashimoto et al. 2007). Např. Fierer et al. (2005) upozornili na to, že heterotrofní mikrobiální aktivita převládá nad aktivitou kořenového systému vegetačního pokryvu právě v těchto spodních patrech půdního profilu.



Obr. 1: Mapka místa studia (Moravský kras). Details vzorkovacích míst jsou v textu.

Fig. 1: Sketch map of the study sites (Moravian Karst). See text for details.

Metodika

Místo měření

Pro monitoring koncentrací půdního CO_2 bylo na území CHKO Moravský kras vybráno 5 lokalit s odlišným vegetačním pokryvem: lokalita na k. ú. Březina v blízkosti jeskyně Výpustek v listnatém lese (L), lokalita na k. ú. Rudice v monokulturním jehličnatém lese (J), neobdělávaná louka s travnatým porostem na Harbešské plošině (T), závrť Společňák s travnatým porostem (Z) a zemědělsky využívaná orná půda (pole s hustým pokryvem výhonků pšenice) v těsné blízkosti závrť Společňák (P), (viz obr. 1). Monitoring na těchto lokalitách proběhl ve 2 etapách, v únoru za nízkých teplot a na přelomu dubna a května za vysokých teplot, na počátku vegetačního cyklu.

Půdy

Taxonomicky (Němeček et al. 2011) byly půdy na monitorovacích místech klasifikovány jako: rendzina modální (T), hnědozem modální (L, Z a P) a pseudoglej modální (J). Všechny klasifikované půdy jsou vyvinuté na karbonátovém podloží, ovšem jako půdotvorný substrát se na většině lokalit (L, Z, J a P) uplatňuje alochtonní materiál (spraš a sprašová hlína). Nejmělčí půdy (do 30 cm) byly zastíženy na staré a zemědělsky nevyužívané louce (T) s devonským vápencem jako matečným substrátem. Nejhlubší půdní profil byl zastíženy na dně závrť Společňák. Je částečně tvořen mohutnými akumulacemi materiálu sekundárně deponovaného jak antropogenně, tak přírodní soliflukcí. Přes značně poškozený půdní profil akumulacními procesy nelze půdu (Z) klasifikovat jako kolvizem, protože nesplňuje další kritéria. Hloubka vrtané sondy byla omezena délkou vrtné soupravy.

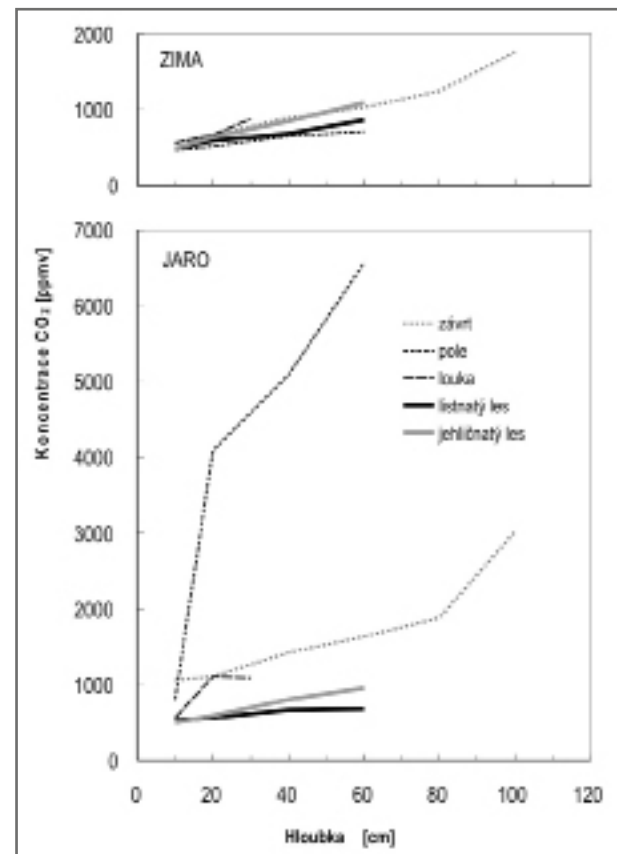
Způsob měření

Na každé lokalitě byla pomocí půdního vrtáku o průměru 7 cm vyvrtána jedna půdní sonda až na matečný substrát/podložní horninu. V různých výškových pozicích vrtu byla pomocí univerzálního měřiče ALMEMO 2290-4

V5 měřena koncentrace CO_2 (detektor FT A600- CO_2H , Ahlborn, Německo, rozsah: 0 až 10 000 ppm, přesnost: 0 do 5 000 ppm \pm 50 ppm + 2% z měřených hodnot, od 5 000 do 10 000 ppm \pm 100 ppm + 3% z měřených hodnot, rozlišení: 1 ppm nebo 0,0001 obj. %) a teplota půdní atmosféry (senzor FHA646E1, Ahlborn, Německo, rozsah: -20 až +70 °C, přesnost: -20 až 0 °C \pm 0,4 °C, 0 až +70 °C \pm 0,1 °C). Teplota venkovní atmosféry byla měřena stejným zařízením. Při měření koncentrací CO_2 ve vrtu byla čidla v příslušné hloubce fixována pomocí speciálního nástavce. Vzhledem k advekci vzduchu při zavádění čidel se měřené proměnné před odečtením nechávaly ustalovat do konstantní hodnoty (standardní doba ustálení se pohybovala od 5 do 15 minut). Zpracování dat proběhlo v programu Microsoft Excel v. 10.

Výsledky a diskuze

V zimním období byly všechny lokality pokryty souvislou vrstvou sněhu (cca 5–10 cm). Teplota vnější atmosféry se pohybovala okolo -1 až +2 °C a teplota půdní atmosféry v intervalu od +1,5 do +2,5 °C napříč půdním profilem. Na všech monitorovacích místech rostly koncentrace CO_2 odshora dolů směrem k bázi půdního profilu s gradientem 50 až 160 ppmv na 1 dm hloubky vrtu. Minima v koncentracích CO_2 byla nalezeny v blízkosti povrchu a činila 500–600 ppmv (viz obr. 2). Maxima, cca 1 800 ppmv, byla zastížena na závrť Společňák v hloubce 100 cm. Nejnížší koncentrace CO_2 napříč půdním vrtem byly stanoveny v orné půdě.



Obr. 2: Stratifikace koncentrací CO_2 v půdním vzduchu.
Fig. 2: Stratification of the CO_2 concentrations in soil air.

Monitoring v jarním období byl poznamenán nevykykle vysokými teplotami, kdy se teplota atmosférického vzduchu pohybovala okolo 23–25 °C (v daném období maxima za 200 let). Distribuce teploty půdní atmosféry byla na stinných lokalitách velmi podobná – klesala s hloubkou půdního profilu (od 18 °C do 13 °C). Na místech exponovaných slunečním zářením (lokality s travním porostem a pole) byla teplota blízko povrchu vyšší (až 22 °C) a pokles do hloubky výraznější. Koncentrační gradient CO_2 směrem do hloubky byl na jaře podstatně zesílen na lokalitách závrt (Z) a pole (P), kde se pohyboval od 190 až do 1 000 ppmv na 1 dm hloubky vrtu. V nejhlubších polohách vrtů byly naměřeny koncentrace až cca 3 000 ppmv (Z) a 6 500 ppmv (P). Extrémní gradient ve vrtu v zemědělsky využívané půdě (P) by mohl souviset s hnojením a pronikáním většího množství organické hmoty do podloží. Důvodem by mohla být i produkce kořenovým systémem právě klíčící pšenice. Obdobné gradienty jako v zimě byly naměřeny na lesních lokalitách (L, J), což dobře koreluje s opožděným začátkem vegetačního období oproti travinám. Nárůst koncentrací CO_2 směrem do hloubky půdního profilu je ve shodě s některými autory (viz např. Fierer et al. 2005, Jassal et al. 2005, Li et al. 2002, Nakadai et al. 2002).

Stratifikace CO_2 nalezená ve vrtech je poněkud překvapivá: ve volné atmosféře vrtu by se spíše očekávalo rychlé vyrovnání koncentrací difúzí. Na obrázku 3 je kon-

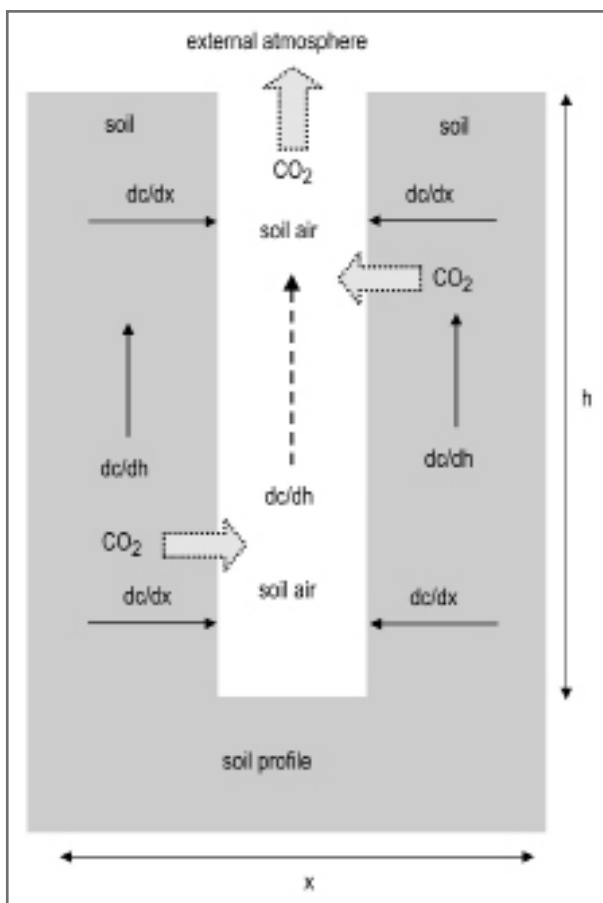
cepční model vrtu v půdním profilu s předpokládanými gradienty a difúzními toky. V porézním prostředí půdního vzduchu jsou přirozené koncentrační gradienty směrem vzhůru k povrchu půdy, na základě kterých půdní CO_2 migruje do venkovní atmosféry. Narušením půdního profilu vrtem pak vede ke vzniku dalších koncentračních gradientů ve vodorovném směru. Půdní CO_2 migruje do volné atmosféry vrtu a až následně vrtem vzhůru do venkovní atmosféry. To pak vede k ustavení vertikálního koncentračního gradientu také uvnitř vrtu. Výsledná stratifikace v půdní sondě vyžaduje vysokou produkci CO_2 v hlubších partiích půdního profilu. Tato je zřejmě podporována transportem organických látek prosakující vodou, které jsou následně rozkládány mikroorganizmy za uvolnění dalšího CO_2 . Vysoká produkce CO_2 ve svrchním humusovém horizontu je zřejmě kompenzována velkým vertikálním difúzním tokem z půd přímo do atmosféry (Schlesinger – Andrews 2000). Studie naznačuje, jak metodologicky obtížné je identifikovat čisté toky CO_2 v jednotlivých půdních subhorizontech.

Závěr

Na vybraných lokalitách Moravského krasu bylo studováno rozložení koncentrací CO_2 ve volné atmosféře mělkých půdních vrtů. Na všech sledovaných místech byl zaznamenán koncentrační gradient odshora dolů, s rostoucími koncentracemi směrem k bázi půdního profilu. S nárůstem koncentrací v jarním období vzrůstal i gradient, zejména na lokalitách s travnatým porostem (stará louka) a s mocným půdním pokryvem (závrt Společňák). Výjimkou byly dvě lesní lokality (listnatý i jehličnatý les), kde gradient zůstal obdobný jako v zimě, zřejmě v důsledku opoždění nástupu vegetačního období. Extrémní gradient byl zaznamenán v zemědělsky využívané půdě (pole). Svou roli zřejmě sehrálo antropogenní ovlivnění: hnojení a/nebo aktivita kořenového systému kulturních rostlin. Tento fakt znovu nastoluje otázku intenzivního hospodaření v chráněných oblastech na krasových půdách. Konceptní model naznačil mechanismy vzniku gradientu v atmosféře vrtů a také metodologické obtíže při kvantifikaci elementárních toků CO_2 v jednotlivých půdních subhorizontech.

Poděkování

Príspevek vznikl za podpory výzkumných záměrů MSM0021622412 MŠMT a MZE0002704902 MZe ČR a za institucionální podpory Masarykovy univerzity v letech 2012. Autoři děkují recenzentce M. Ličbinské z Institutu geologického inženýrství VŠB-TU Ostrava za kritické připomínky.



Obr. 3: Konceptní model vrtu v půdním profilu: koncentrační gradienty a difúzní toky CO_2 .

Fig. 3: Conceptual model of the drill-hole in soil profile: concentration gradients and diffuse fluxes of CO_2 .

Literatura

- Faimon, J. – Štelcl, J. – Zimák, J. – Slavík, P. (2000): Dynamika skapových vod (Císařská jeskyně, Moravský kras). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 147–149.
- Faimon, J. – Štelcl, J. – Schwarzová, M. – Zajíček, P. – Zimák, J. (2006): Recentní krasové procesy: destrukce speleotém. – Závěrečná zpráva GAČR 205/03/1128, pp. 1–47.
- Fairchild, I. J. – Frisia, S. – Borsato, A. – Tooth, A. F. (2006): Speleothems. In: Nash, D. J. – McLaren, S. J. (eds), *Geochemical Sediments and Landscapes*, Blackwells, Oxford.
- Fierer, N. – Chadwick, O. A. – Trumbore, S. E. (2005): Production of CO₂ in Soil Profiles of a California Annual Grassland. – *Ecosystems* 8, 412–429.
- Ford, D. – Williams, P. (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. – Wiley, Revised edition.
- Hashimoto, S. – Tanaka, N. – Kume, N. – Yoshifuji, N. – Hotta, N. – Tanaka, K. – Suzuki, M. (2007): Seasonality of vertically partitioned soil CO₂ production in temperate and tropical forest. – *Journal of Forest Research* 12, 209–221.
- Jassal, R. – Black, A. – Novak, M. – Morgenstern, K. – Nestic, Z. – Gaumont-Guay, D. (2005): Relationship between soil CO₂ concentrations and forest-floor CO₂ effluxes. – *Agricultural and Forest Meteorology* 130, 176–192.
- Jobbágy, E. G. – Jackson, R. B. (2000): The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. – *Ecological Applications* 10, 443–436.
- Kuzyakov, Y. – Cheng, W. (2001): Photosynthesis controls of rhizosphere respiration and organic matter decomposition. – *Soil Biology & Biochemistry* 33, 1915–1925.
- Kuzyakov, Y. (2006): Sources of CO₂ efflux from soil and review of partitioning methods. – *Soil Biology & Biochemistry* 38, 425–448.
- Li, T. – Wang, S. – Zheng, L. (2002): Comparative study on CO₂ sources in soil developed on carbonate rock and non-carbonate rock in Central Guizhou. – *Science in China (series D)* 45, 8, 673–679.
- Nakadai, T. – Yokozawa, M. – Ikeda, H. – Koizumi, H. (2002): Diurnal changes of carbon dioxide flux from bare soil in a agricultural field in Japan. – *Applied Soil Ecology* 19, 161–171.
- Němeček, J. et al. (2011): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. 2. upravené vydání. – ČZU, Praha.
- Rayment, M. B. – Jarvis, P. G. (2000): Temporal and spatial variation of soil CO₂ efflux in Canadian boreal forest. – *Soil Biology & Biochemistry* 32, 35–45.
- Risk, D. – Kellman, L. – Beltrami, H. (2002): Carbon dioxide in soil profiles: Production and temperature dependence. – *Geophysical research letters* 29, 6, 1–4.
- Sarbu, S. M. – Lascu, C. (1997): Condensation corrosion in Movile cave, Romania. – *Journal of Cave and Karst Studies* 59, 99–102.
- Schlesinger, W. H. – Andrews, J. A. (2000): Soil respiration and the global carbon cycle. – *Biogeochemistry* 48, 7–20.
- Stumm, W. – Morgan, J. J. (1996): *Aquatic chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters*. – Wiley-Interscience; 3rd edition.
- Vopravil, J. et al. (2009): Půda a její hodnocení v ČR. 1 díl. – VÚMOP, v. v. i., Praha
- Zimmermann, M. – Meir, P. – Bird, M. – Malhi, Y. – Ccahuana, A. (2009): Litter contribution to diurnal and annual soil respiration in a tropical montane cloud forest. – *Soil Biology & Biochemistry* 41, 1338–1340.

HYDROGEOCHEMIE A DYNAMIKA SKAPOVÝCH VOD V JESKYNĚ VÝPUSTEK (MORAVSKÝ KRAS)

Dripwater hydrogeochemistry and dynamics in Výpustek Cave (Moravian Karst)

Radoslava Bodláková, Jiří Faimon

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 327891@mail.muni.cz

(24-41 Vyškov)

Key words: dripwater dynamics, electric conductivity, pH, rainfall, perched reservoir, Výpustek Cave

Abstract

Hydrogeochemistry and dynamics of selected drips was studied in Výpustek Cave (Moravian Karst). It was found that rainfall only weakly correlate with drip rate, despite a fundamental relation between both the variables. The drip rate was decreasing at all the studied sites, as rainfalls were insufficient to refill water in the epikarstic perched reservoirs. The drip rate and dripwater conductivity were positively correlated, probably due to water mixing in vadose zone fissures and epikarst. The pH and water conductivity were negatively correlated as an impact of partial pressures of epikarstic CO₂. A hint of negative correlation between drip rate and pH is probably the result of water degassing dynamics.

Úvod

Horizontálně prosakující krasové vody jsou klíčovým faktorem procesů jako je rozpouštění vápenců nebo růst, popř. koroze speleotém. Procesy, které probíhají v epikrasu a vadózní zóně jsou nepřístupné přímému pozorování a lze je do značné míry rekonstruovat ze složení tzv. skapových vod (vody skapávající ze stropu jeskyně). Cílem této práce bylo (1) zjistit bližší vztah mezi intenzitou skapů a srážkovými úhrny a (2) přispět k lepšímu pochopení dynamiky skapových vod a jejího vlivu na krasové procesy. Jako místo studia byla zvolena jeskyně Výpustek v Moravském krasu.

Jeskyně Výpustek se nachází ve střední části Moravského krasu v Křtinském údolí, asi 2 km od obce Křtiny směrem na město Adamov (obr. 1). Je vytvořena hlavně v lažáneckých a vilémovických vápencích, pouze okrajově sem zasahují též vápence křtinské (Chlupáč et al. 2002). Jeskynní prostory byly vytvářeny vodami Křtinského potoka, který v současnosti protéká již jen spodními patry jeskyně. Do určité míry se na tvorbě jeskynních prostor

mohly podílet i vody z Babické plošiny, která se nachází nad jeskyní jv. směrem k obci Babice.

Metodika

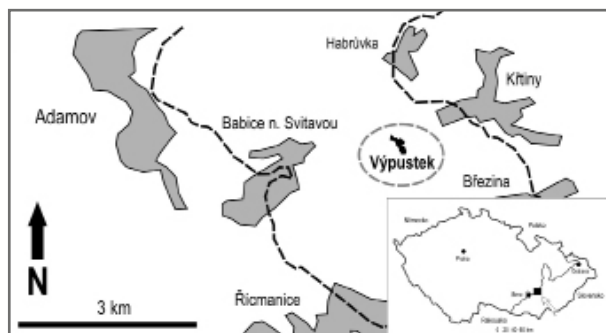
Měření vybraných parametrů tří skapových vod probíhalo v jeskyni Výpustek v období od 1. 7. 2011 do 20. 9. 2011. Ve zpřístupněné části jeskyně byly na délce přibližně 600 m vytipovány tři permanentní skapy: skap S1 v místě s mocností nadloží cca 8 m, skap S2 v místě s mocností nadloží cca 25 m a skap S3 z nadloží o mocnosti cca 40 m.

Na těchto místech byly rozmístěny plastové nádoby na odběr skapové vody. Odběr probíhal vždy 1× denně. U všech skapů byla měřena vydatnost/rychlost skapu v ml/hod, konduktivita v μS/cm, pH a orientačně také teplota vody. Hodnoty pH byly měřeny digitálním pH-metrem WTW 330i se skleněnou elektrodou, konduktivita byla zjišťována konduktometrem Extech ExStik II. Pro měření objemu skapu byl používán odměrný válec. Objem nakapané vody byl přepočítán na objemovou rychlost skapu v ml/hod.

Množství srážek bylo měřeno srážkoměrem, který byl umístěn na střeše správní budovy jeskyně Výpustek. Veškerá data se zobrazovala na digitálním měřicím zařízení v kanceláři budovy. Každý den byla data z tohoto zařízení zapisována.

Výsledky

Celkové množství srážek za studované období činilo 289 mm. Nejvydatnější srážky byly v červenci, kdy denní úhrny dosahovaly až 32 mm (1/VII) nebo 35,8 mm (20/VII). Ostatní dny se denní úhrny pohybovaly do 15 mm. V měsíci srpnu byly srážky podstatně méně vydatné. Obecně bohatší na srážky byla první polovina měsíce. Druhá polovina byla ve znamení spíše suchého počasí, denní úhr-



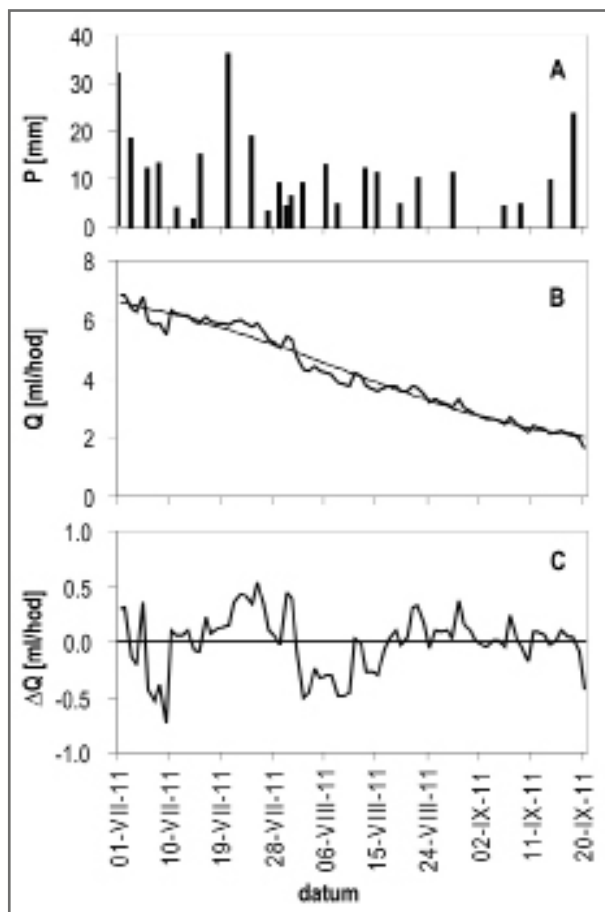
Obr. 1: Místo studia – situační mapka. Přerušovaná čára konturuje hranice Moravského krasu (upraveno podle Baláka, nepublikovaná práce).

Fig. 1: Site of study – sketch map. The dashed line shows Moravian Karst boundary (based on Balák, unpublished work).

ny se pohybovaly do 10 mm. Stejně tak září bylo ve znamení relativně suchého počasí.

Dynamika jednotlivých skapů se vzájemně lišila. Skap S1 byl nejméně vydatný a také nejrychleji docházelo k jeho vyprazdňování. Během 80 dní měření rychlost skapu poklesla z počátečních 6,85 ml/hod na konečných 1,6 ml/hod, tedy o cca 77%. Skap S2 byl vydatnější, ale i zde docházelo ke snižování rychlosti z počátečních 9,70 ml/hod na konečných 3,76 ml/hod, tedy o cca 50%. Skap S3 byl ze všech skapů nejvydatnější a také nejstabilnější. Za 80 dnů sledování jeho rychlost poklesla z 10,6 ml/hod na 8,6 ml/hod, tedy o cca 20%.

Konduktivita se u skapu S1 pohybovala v rozmezí 375–474 $\mu\text{S/cm}$. V první polovině období byla podstatně vyšší, v dalším období postupně klesala. Konduktivita u skapu S2 se pohybovala v rozmezí 427–505 $\mu\text{S/cm}$. Nejvyšších hodnot (505 $\mu\text{S/cm}$) dosahovala mezi 24 a 26/VIII. U skapu S3 se konduktivita pohybovala v rozmezí 533–647 $\mu\text{S/cm}$, nejvyšších hodnot (647 $\mu\text{S/cm}$) dosáhla 9/VIII.



Obr. 2: Ukázka hrubých a stacionárních dat – skap S1. (A) Srážky; (B) vydatnost/rychlost skapu – hrubá data s regresní linií; (C) vydatnost/rychlost skapu – stacionární data (rezidua).
Fig. 2: Example of the raw and stationary data for drip S1. Precipitations (rainfall) (A); drip rate – raw data with regression line (B); drip rate – stationary data (residua).

Tab. 1: Korelační matice proměnných pro skapy S1, S2 a S3 – hrubá data.
Tab. 1: Correlation matrix of the variables of drips S1, S2, and S3 – raw data.

	Q1	EC1	pH1	Q2	EC2	pH2	Q3	EC3	pH3	P
Q1	1,00									
EC1	0,91	1,00								
pH1	-0,89	-0,88	1,00							
Q2	0,97	0,90	-0,88	1,00						
EC2	-0,69	-0,49	0,73	-0,64	1,00					
pH2	0,40	0,13	-0,37	0,33	-0,82	1,00				
Q3	0,91	0,75	-0,82	0,92	-0,71	0,49	1,00			
EC3	-0,07	0,02	0,15	0,03	0,51	-0,49	-0,05	1,00		
pH3	0,58	0,46	-0,61	0,51	-0,77	0,60	0,56	-0,76	1,00	
P	0,22	0,11	-0,16	0,21	-0,25	0,17	0,22	0,01	0,07	1,00

Q – rychlost skapu [ml/hod], EC – elektrická konduktivita [$\mu\text{S/cm}$], P – srážky [mm]
Q – drip rate [ml/hod], EC – electric conductivity [$\mu\text{S/cm}$], P – precipitations [mm]
Zvýrazněné hodnoty korelačních koeficientů indikují statisticky významnou korelaci na hladině významnosti $\alpha = 0,05$.
The highlighted values of correlation coefficients indicate statistically significant correlation at $\alpha = 0.05$.

Hodnoty pH se pohybovaly u skapu S1 v rozmezí 8,10–8,25, u skapu S2 v rozmezí 8,16–8,26, skap S3 vykazoval pH v rozmezí 8,16–8,31. Ukázka vybraných dat je na obrázku 2.

Analýza dat

Data ve formě časových řad (tzv. hrubá data) byla podrobena předběžné korelační analýze (tab. 1). Rychlosti skapů se srážkami slabě pozitivně korelují, u skapů S1 a S3 jsou korelace statisticky významné. Korelace mezi ostatními proměnnými jsou vesměs silné, avšak jsou bezesporu ovlivněny trendy v průtocích. Z toho důvodu byla hrubá data transformována do dat stacionárních: regresní analýzou byly nalezeny rovnice nelineárních trendů (polynomy 3. řádu). Vypočítané hodnoty proměnných odpovídající nalezenému trendu pak byly odečteny od hrubých dat. Na obrázku 2 je ukázka celé procedury pro skap S1: vydatnost skapu (hrubá data) s regresní linií jsou uvedeny na obrázku 2B, vydatnost téhož skapu po odečtení trendu (tj. stacionární data – rezidua) je na obrázku 2C. Pro srovnání jsou uvedeny i úhrny srážek (obr. 2A).

Přepočtená stacionární data prokázala některé statisticky významné korelace (viz tab. 2). U všech skapů pozitivně koreluje konduktivita s rychlostí skapu a záporně koreluje konduktivita s pH. U skapu S3 se objevuje slabá záporná korelace mezi rychlostí skapu a pH. Korelace mezi srážkami a rychlostmi skapu nebyly překvapivě potvrzeny.

Diskuze

Korelační analýza hrubých dat (tab. 1) naznačila slabou závislost mezi srážkami a vydatností/rychlostí skapů. U stacionárních dat tato závislost nebyla prokázána vůbec (tab. 2). Důvodem mohou být časové posuny mezi jednotlivými proměnnými. Předpokládanou závislost může také „stírat“ mixování vod ve vadózní zóně. Důvodem může být i skutečnost, že vliv běžných srážek na výšku hladiny vody ve visutých kolektorech v epikrasu je tak malý, že od toho odvozené změny hydrostatických tlaků a následně průtokových rychlostí (vydatností skapu) se při korelační analýze neprojeví. Systematický pokles vydatnosti/rychlosti skapů naznačuje, že srážky v daném období nestačily doplňovat

Tab. 2: Korelační matice proměnných pro skapy S1, S2, S3 – stacionární data.

Tab. 2: Correlation matrix of the variables of drips S1,S2, and S3 – stationary data.

Skap S1	Q1	EC1	pH1	P
Q1	1			
EC1	0,58	1		
pH1	-0,18	-0,52	1	
P	-0,01	-0,14	0,14	1
Skap S2	Q2	EC2	pH2	P
Q2	1			
EC2	0,23	1		
pH2	0,02	-0,73	1	
P	-0,01	-0,01	-0,01	1
Skap S3	Q3	EC3	pH3	P
Q3	1			
EC3	0,43	1		
pH3	-0,34	-0,84	1	
P	-0,06	0,13	-0,20	1

Q – rychlost skapu [ml/hod], EC – elektrická vodivost [μS/cm], P – srážky [mm]

Q – drip rate [ml/hod], EC – electric conductivity [μS/cm], P – precipitations [mm]
Zvýrazněné hodnoty korelačních koeficientů indikují statisticky významnou korelaci na hladině významnosti $\alpha = 0,05$.

The highlighted values of correlation coefficients indicate statistically significant correlation at $\alpha = 0.05$

úbytek vody v kolektorech způsobený odtokem do vadózní zóny. To potvrzuje klíčovou roli jarního tání sněhu při doplňování visutých kolektorů v epikrasu (viz např. Vysoká et al. 2006).

Korelační analýza stacionárních dat potvrdila pozitivní závislost mezi vodivostí a rychlostí skapu: na všech sledovaných místech s poklesem rychlosti skapu klesala i mineralizace vody. To zpochybňuje laický názor, že čím rychleji voda puklinami projde, tím je méně nasycena kalcitem. Tento případ by platil pouze u extrémně rychlých skapů, kdy by voda nestačila dosáhnout rovnováhy s kalcitem a CO_2 . V blízkosti rovnováhy (při delší době zadržení) je stupeň nasycení řízen vnějšími podmínkami – parciálními tlaky CO_2 . Nalezené pozitivní korelace jsou tedy spíše důsledkem mixování různých typů vod nasycených pod různým parciálním tlakem CO_2 (a tedy i s různou mineralizací) na puklinách a zejména v epikrasu. Vyšší průtoky jsou bezesporu spojeny s vyššími hladinami vody ve visutých kolektorech, které umožňují

přelivy mezi dílčími rezervoáry. V závislosti na mixovacích poměrech a parametrech výchozích vod pak síla korelace kolísá (tab. 2).

Silná negativní korelace mezi pH a EC je dána principiální závislostí pH na složení nasycených vod kalcitem pod rozdílnými parciálními tlaky CO_2 . Náznak negativní korelace mezi průtokem a pH (skap S3, tab. 2) zřejmě vyjadřuje závislost pH na stupni odplynění vod.

Závěr

Studie skapových vod v jeskyni Výpustek prokázala pouze velmi slabou závislost mezi srážkami a dynamikou skapů a to navzdory faktu, že (i) mocnost nadloží jeskyně dosahuje pouhých 40 m a že (ii) vztah mezi atmosférickými srážkami a skapovými vodami je principiální. Důvodem mohou být časové prodlevy mezi srážkami a změnami dynamiky skapové vody, mixování vod na puklinách, popř. malý vliv srážek na hladinu vody ve visutých kolektorech v epikrasu.

Vydatnosti všech skapů během studovaného období systematicky klesaly, díky nedostatečnému doplňování vody v kolektorech v epikrasu srážkami. To naznačuje klíčovou roli jarního tání sněhu při doplňování krasových vod v epikrasu.

U všech studovaných vod byla prokázána přímá úměra mezi mineralizací a rychlostí skapu. Stupeň mineralizace tak nebyl řízen dobou zadržení vody v krasovém profilu, spíše mixováním různých typů vod na puklinách a v epikrasu. Nepřímá závislost mezi pH a EC je důsledkem vlivu parciálních tlaků $\text{CO}_{2(g)}$ v epikrasu na hydrogeochemii vody – na množství rozpuštěného kalcitu a pH. U nejvydatnějšího skapu se projevila závislost mezi průtokem a pH, zřejmě jako důsledek dynamiky odplynění vod.

Tato předběžná studie z jeskyně Výpustek poskytla v mnoha ohledech zajímavé a překvapivé výsledky, které vyžadují další pečlivý výzkum.

Poděkování

Práce je součástí bakalářské práce R. Bodlákové. Práce byla zaštitěna institucionální podporou výzkumu Masarykovou univerzitou v roce 2011–2012. Autoři děkují J. Himmelovi (Ochozská jeskyně) a J. Hromasovi ze Správy jeskyní ČR za všestrannou pomoc, dále recenzentovi T. Kuchovskému za kritické připomínky.

Literatura

- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stránil, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Academia, 436 s. Praha.
Vysoká, H. – Zeman, O. – Bruthans, J. (2006): Studium skapových vod v Ochozské jeskyni: Překvapivě dlouhá doba zdržení v nenasyčené zóně i za extrémních stavů. – Sborník Speleofórum, 25, s. 93. Česká speleologická společnost. Praha.

MĚLKÉ GEOFYZIKÁLNÍ MAPOVÁNÍ POVRCHU POHŘBENÉHO HRANICKÉHO KRASU METODOU ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ TOMOGRAFIE

Shallow geophysical mapping of buried karst surface near Hranice using electrical resistivity tomography

Petr Dleštík, Ondřej Bábek

Katedra geologie PŘF UP, Tř. Svobody 26, 779 00 Olomouc; e-mail: dlesta@seznam.cz

(25-12 Hranice, 25-14 Valašské Meziříčí)

Key words: Hranice karst, electrical resistivity tomography, buried karst, tropical karstification, mogoty

Abstract

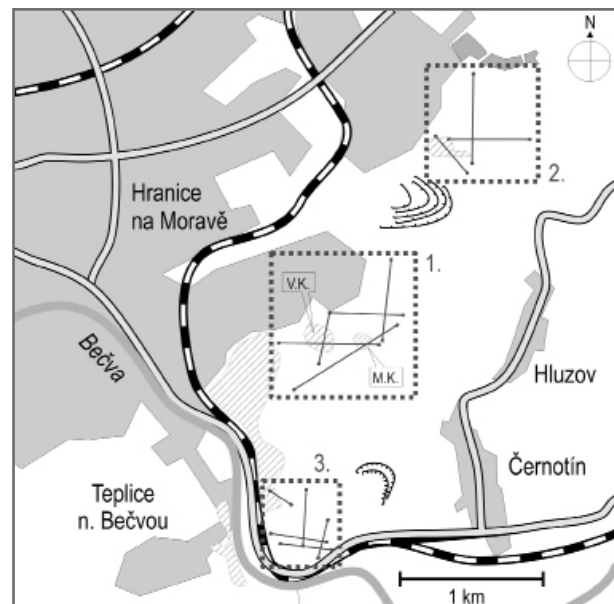
This paper presents the results of geophysical mapping of buried relief in the Hranice karst, central Moravia, by electrical resistivity tomography (ERT). Geophysical data were compared with borehole database and interpretations of Hranice karst morphology (published data). Three measurement areas were selected SE of the city of Hranice close to prominent limestone outcrops and expected buried karst phenomena. Fourteen 2D resistivity profiles were measured by ARES system using the Wenner-Schlumberger array. The ERT proved to be very useful due to contrasting resistivities between the limestone and the clayey cover sediments. Our data support the idea of pre-Miocene tropical karstification published by previous authors.

Úvod

Hranický kras je typem pohřbeného krasu, který na povrch vychází jen v izolovaných výchozech vápenců. Názory na vznik a vzhled krasového reliéfu se liší; hojně je však citována teorie Tyráčka (1962), který jej označuje jako pohřbený tropický kras s krasovými kužely nebo mogoty. K tropickému krasovnění docházelo především v krasových fázích před cenomanskou a miocenní transgresí (Otava 2006). Tyráček (1962) jako mogot označuje vrch Velká Kobylanka na základě vrtu situovaného mezi nedalekými vápencovými výchozy Malé a Velké Kobylanky, který nezastihnul vápence ani v hloubce 70 m. Jako mogoty jsou dále označovány exhumované, cca 10 m velké homolovité tvary v „malém lomu“ hranické cementárny a geofyzikálně ověřená izolovaná vápencová homole u Kamence jv. od Hranic (Man et al. 1958). Členitý krasový reliéf je patrný i na interpolovaném povrchu z vrtů M. Bíla in Otava (2006). Tropické krasovnění indikují také nálezy a interpretace sedimentů rudického typu (Otava 2006).

Cílem této práce bylo zmapovat reliéf pohřbeného krasu pod mladším kenozoickým pokryvem a geofyzikální data srovnat s dřívějšími výzkumy a názory na povrch krasu.

Jako hlavní metoda byla zvolena elektrická odporová tomografie (electrical resistivity tomography, ERT). Výhodou ERT ve studiu pohřbeného krasu je dostatečné odlišení litologických domén na základě odporového kontrastu mezi vápenci s vysokým měrným odporem a jejich klastickým pokryvem (jíly, silty), pro které jsou charakteristické nízké hodnoty měrného odporu. Proto jsou odporové metody v oblasti krasu hojně využívány, zejména pro mapování rizikových lokalit zkrasovělých obydlených oblastí, např. Schoor (2002), Satarugsa et al. (2004).



Obr. 1: Poloha oblastí měření (rámeček 1–3) s naznačenými profily, šrafovou jsou vyznačena chráněná území. V. K. – Velká Kobylanka, M. K. – Malá Kobylanka.

Fig. 1: Location of measured areas (rectangles 1–3) with indicated profiles; hatched areas mark natural protected territories. V. K. – Velká Kobylanka, M. K. – Malá Kobylanka.

Geologie a geomorfologie studované oblasti

Oblast se nachází cca 40 km v. od Olomouce v sv. části kry Maleníku (obr. 1). Samotné vymezení Hranického krasu je poněkud obtížné, neboť je převážně pokryt mladšími sedimenty. Asi nejpřesnější vymezení – na obou březích údolí Bečvy v pásu 5,5 km dlouhém a asi 4 km širokém, protaženém od JZ k SV, mezi obcemi Hranice, Teplice nad Bečvou a Černotín, udává Geršl in Hromas (2009). Krasovými horninami jsou devonské a spodnokr-

bonské vápence macošského a líšeňského souvrství. Ty byly překryty spodnokarbonskými klastickými sedimenty kulmské facie – moravické a hradecko-kyjovické souvrství (Dvořák – Friáková 1978). V jejich nadloží leží autochtonní miocenní sedimenty karpatské předhlubně převážně jílovitého charakteru, na které byla od JV nasunuta vnější skupina příkrovů vnějších Západních Karpat, zejména jednotka podslezská (Eliáš 1959). Lokálně jsou tyto sedimenty pokryty sprašovými hlínami (Otava 2010). Reliéf krasu byl modelován zejména polyfázovým krasověním (Otava 2006) včetně specifického hydrotermálního krasovění, jehož výsledkem jsou Zbrašovské aragonitové jeskyně a Hranická propast.

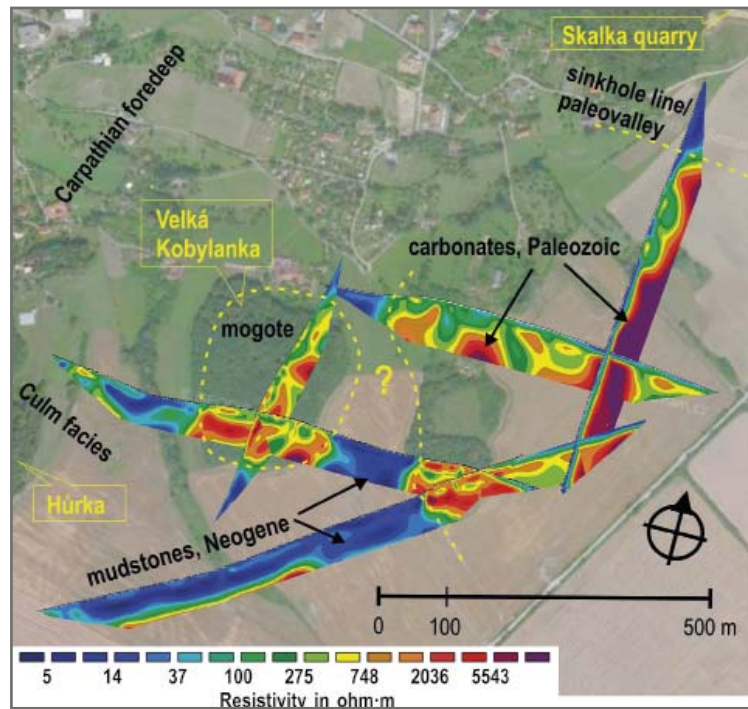
Metody

Při lokalizaci profilů bylo žádoucí měřit poblíž výchozů krasu a v místech, kde se očekávaly cílové krasové jevy. Profily byly postupně navrhovány podle předchozích výsledků měření tak, aby bylo možno získat představu o podloží tří dílčích oblastí. Tyto oblasti měření a poloha jednotlivých profilů jsou znázorněny na obr. 1. Geofyzikální data byla pro přesnější interpretaci korelována s vrtnými daty (ČGS-Geofond) podél linie profilů a jako srovnávací a doplňková metoda byla na několika totožných profilech použita mělká refrakční seismika (není součástí práce).

V rámci práce bylo naměřeno celkem 14 2D profilů metodou elektrické odporové tomografie (ERT) systémem ARES, o délkách 189–795 m, s roztečí elektrod 3–5 m, s uspořádáním elektrod Wenner-Schlumberger, s délkou impulsu 0,5 s a sčítáním dat (stacking) ze 4 měření v každém bodě. Při měření delších profilových linií byla zvolena metoda rolování s maximálním roztažením 72 elektrod. Naměřená data byla softwarově zpracována v programu RES2DINV (Geotomo Inc.) metodou nejmenších čtverců do podoby odporových řezů (odporová tomografie) inverzních modelů měrného odporu. Hlubkový dosah zobrazovaných inverzních modelů odporové tomografie je při rozteči elektrod 5 m 60–65 m, při rozteči 3 m 35–40 m. Kratší rozteč elektrod byla pro vyšší rozlišení profilů použita v oblasti 3; v prvních dvou oblastech byla pro maximální hlubkový dosah používána rozteč 5 m.

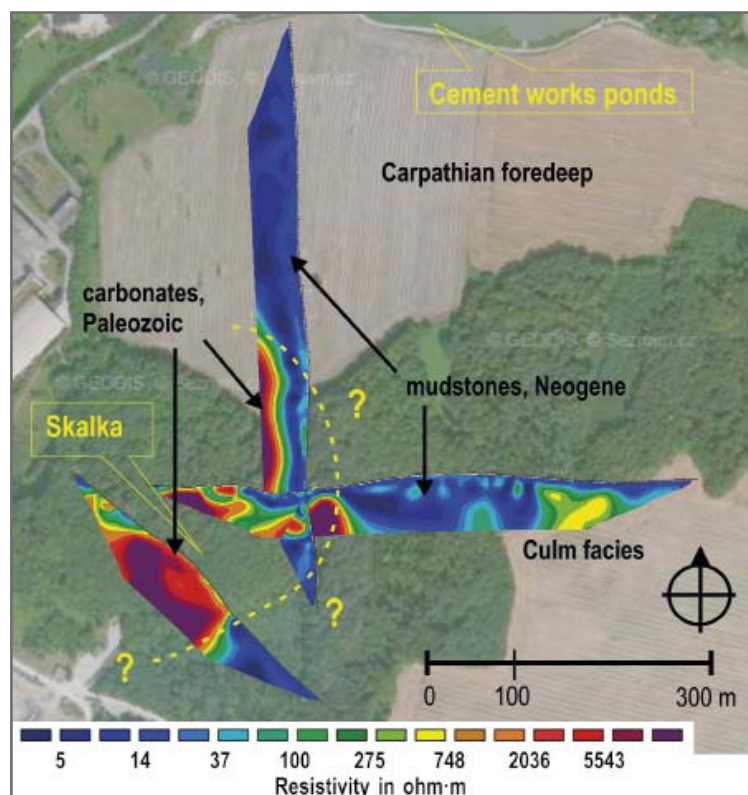
Výsledky a diskuze

Z inverzních modelů můžeme na základě hodnot měrných odporů a korelací s vrtnými daty indikovat několik litofacií: (a) nízké



Obr. 2: Výsledky odporové tomografie a interpretace oblasti 1. Výsledky jsou prezentovány jako modelové řezy měrného odporu po inverzi dat. Maximální hlubkový dosah profilů je 65 m.

Fig. 2: Results and interpretations of resistivity tomography in the area 1. Results are represented as inverse model resistivity sections with maximum depth range of 65 m.



Obr. 3: Výsledky odporové tomografie a interpretace oblasti 2. Výsledky jsou prezentovány jako modelové řezy měrného odporu po inverzi dat. Maximální hlubkový dosah profilů je 65 m.

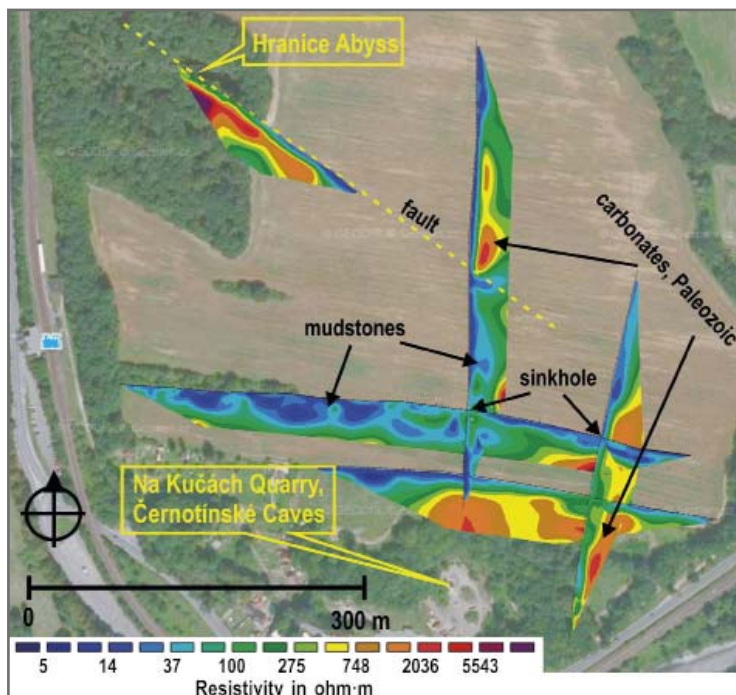
Fig. 3: Results and interpretations of resistivity tomography in the area 2. Results are represented as inverse model resistivity sections with maximum depth range of 65 m.

hodnoty měrného odporu do 100 ohm·m indikují vysoce vodivé, nejčastěji jílovité klastické sedimenty, které tvoří pokryv krasu nebo vyplňují krasové kapsy, například ve stěně lomu Skalka. Podle korelace s vrtnými daty se jedná zpravidla o miocenní jíly karpatské předhlubně; (b) hodnoty v rozmezí cca 300–1 000 ohm·m místy značí kulmské horniny (NPR Hůrka v oblasti 1 a východně od vrchu Skalka v oblasti 2), jsou potvrzeny vrty nebo výchozy; (c) hodnoty nad cca 1 500 ohm·m odpovídají masivním vápencům macošského nebo líšeňského souvrství; a (d) středně vysoké hodnoty měrného odporu 300–1 500 ohm·m uvnitř nebo na okrajích masivních vápenců jsou interpretovány jako zkrasovělé povrchové zóny vápenců nebo endokras ve vápencových tělesech.

ERT profily v oblasti 1 byly měřeny pro objasnění podloží kolem předpokládaných mogotů nebo krasových kuželů Velké a Malé Kobylanky. Z pseudo 3D vizualizace odporových řezů – odporové tomografie (obr. 2) vyplývá několik důležitých poznatků. (1) Nápadnou depresi vápenců při jižním okraji lomu Skalka, vyplněnou nízkoodporovými sedimenty, lze korelovat se strukturou směru Z–V, kterou Otava (2006) na základě interpolací vrtů M. Bíla interpretoval jako závrtovou řadu. Stejnou strukturu interpretuje Tomek (1974) jako paleoúdolí o hloubce kolem 50 m na základě gravimetrického měření. (2) Vápencové těleso Velké Kobylanky je ze všech stran strmě až kolmě ohraničeno a obklopeno vodivými jílovitými sedimenty a svým tvarem tak odpovídá mogotu o rozměrech cca 200 × 300 m a výška minimálně 65 m (hloubkový dosah metody). (3) Vápencové podloží Malé Kobylanky se jako mogot nejeví, avšak je zde patrné strmé ohraničení z J a Z, pokračující severně. Tento svah kopíruje dnešní reliéf až po lom Skalka. (4) V masivních vápencích nejen pod Velkou Kobylankou jsou viditelné nápadné horizontální a vertikální zkrasovělé struktury, které mohou indikovat endokras.

Na základě zobrazení odporové tomografie oblasti 2 (obr. 3) lze vyčlenit vodivý sedimentární pokryv karpatské předhlubně zejména na severu oblasti, dále blok kulmských hornin (východně). Členité, ale masivní vápencové těleso je ze S, J a V nápadně strmě omezeno, není vyloučeno, že se jedná o reliktní elevaci tvaru mogotu, případně že je vápencové těleso alespoň z uvedených stran obklopeno krasovým údolím. Těž z modelu interpolace vrtů M. Bíla se vrchol Skalka jeví jako vápencová elevace. Měření bylo z dalších stran omezeno pozemkem hranické cementárny.

Oblast 3 byla měřena zejména za účelem objasnění závrtové řady podle Travěnce et al. (2002) na tzv. Propastku (dva na povrchu nejnápadnější závrtky jsou v místech křížení na severnějším profilu z.–v. směru). Byla uvažována možnost, že závrtky jsou vázány na vodivé struktury ve smyslu Geršla et al. (2007), proto byly vedeny i kolmé profily. Na základě odporové tomografie (obr. 4) však hledané



Obr. 4: Výsledky odporové tomografie a interpretace oblasti 3. Výsledky jsou prezentovány jako modelové řezy měrného odporu po inverzi dat. Maximální hloubkový dosah profilů je 65 m.

Fig. 4: Results and interpretations of resistivity tomography in the area 3. Results are represented as inverse model resistivity sections with maximum depth range of 65 m.

struktury prokazatelné nejsou, pro velkou mocnost pohřbení krasu a nedostatečný hloubkový dosah při použité rozteči elektrod 3, resp. 4 m, je však vyloučit díky limitaci metody nelze. Přibližně v polovině sj. profilu je evidentní vodivá zóna, kterou interpretujeme jako tektonickou poruchu, jejíž směr se shoduje se směrem předpokládaného zlomu, na kterém je vyvinuta Hranická propast a na níž je severní těleso patrně zkrasovělých vápenců vyzvednuto až o 30 metrů. Hloubkový dosah ERT je zde cca 65 m (rozteč 5 m), resp. 40 m (rozteč 3 m).

Závěr

Vápencové těleso Velké Kobylanky svým tvarem odpovídá pohřbenému mogotu o rozměrech cca 300 × 200 m a výškou minimálně 65 m, pohřbeným mogotem může být i vrch Skalka. Geofyzikální měření tak potvrzují názory Tyráčka (1962) o předmiocenním tropickém krasovění v Hranickém krasu. Lze se však připojit i k interpretaci Tomka (1974), který z morfologie Hranického krasu interpretuje jak krasové jevy (krasové údolí), tak i tektoniku (vertikální pohyby ker). Jak je patrné z výsledků měření a korelací s vrty, metoda ERT je díky relativně vysokému odporovému kontrastu vhodnou metodou k mapování podpovrchových krasových jevů.

Poděkování

Tento výzkum byl částečně financován z prostředků projektu GAČR P210/12/0573. Děkuji za spolupráci Janu Krobotovi a Fraňo Travěncovi.

Literatura

- Dvořák, J. – Friáková, O. (1978): Stratigrafie paleozoika v okolí Hranic na Moravě. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 55, 1. 50 s. Praha.
- Eliáš, M. (1959): Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu hornin podslezské jednotky z vrtby H 507 v Černotíně u Hranic. – MS Archiv Českého geologického ústavu, 26 s. Praha.
- Geršl, M. – Kalenda, P. – Havlín, A. – Duras, R. (2007): Geofyzikální mapování metodou velmi dlouhých vln a vrtný průzkum v okolí Hranické propasti. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 14, 92–94, Brno.
- Geršl, M. (2009): Hranický kras. – In: Hromas, J. (ed.), Jeskyně ČR. Chráněná území ČR, vol. 15. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR & EkoCentrum Brno, p. 362, Praha.
- Man, O. – Prokeš, I. – Šafránek, V. (1958): Zpráva o geoelektrickém průzkumu prováděném v roce 1958, oblast Teplice nad Bečvou. – Československé naftové doly, 17 s., Brno.
- Otava, J. (2006): Současný stav znalostí polyfázového krasování hranického paleozoika. – Speleofórum 2006, 84–86. Praha.
- Otava, J. (2010): Geologický průvodce Hranickem aneb když se střetnou orogény. – Česká geologická společnost, 28 s. Praha.
- Satarugsa, P. – Manjai, D. – Yangme, W. (2004): Evaluation of 2-D resistivity imaging technique for mapping and monitoring of subsurface cavity collapsed into sinkhole. – Australian Society of Exploration Geophysicists Extended Abstracts 2004, 1, 1–4.
- Schoor, M. (2002): Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. – Journal of Applied Geophysics 50, 393–399.
- Tomek, Č. (1974): Detailní tíhové měření na vápencové lokalitě Černotín. – Geofyzika n.p., 20 s. Brno.
- Travěnek, F. – Klečková, Z. – Orálek, M. (2002): Hranická Propast. Průvodce národní přírodní rezervací Hůrka s nehlubší českou propastí. – Český svaz ochránců přírody, Valašské Meziříčí. 39 s. Valašské Meziříčí.
- Tyráček, J. (1962): Fosilní kuželový kras u Hranic na Moravě. – Časopis pro Mineralogii a Geologii, 2, 176–181. Praha.

DYNAMIKA ROZPOUŠTĚNÍ XENOTIMU V NEUTRÁLNÍM A KYSELÉM PROSTŘEDÍ

Xenotime dissolution dynamics under neutral and acidic conditions

Jiří Faimon¹, Eva Šebestová¹, Dominik Talla^{1,2}, Karel Novotný^{3,4}

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: faimon@sci.muni.cz

² Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien–Geozentrum, Althanstrasse 14, 1090 Wien, Austria

³ Ústav chemie, PřF MU, Kamenice 753/5, 625 00 Brno-Bohunice

⁴ Laboratoř syntézy a analýzy nanostruktur, Středoevropský technologický institut, Kamenice 753/5, 625 00 Brno-Bohunice

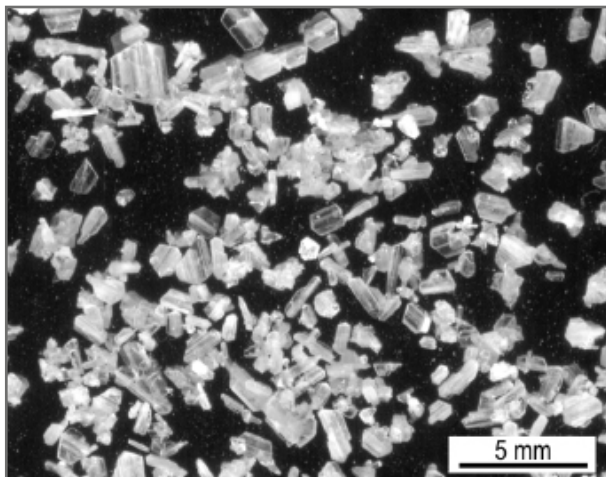
Key words: discontinuous flow-through reactor, dissolution dynamics, experiment, radioactive waste, synthetic xenotime

Abstract

Dissolution dynamics of synthesized xenotime was experimentally studied in a discontinuous flow-through reactor. The dissolution rate constants derived from yttrium release were determined as $(1.71 \pm 0.74) \times 10^{-17}$ mol/m²/s in near neutral solution (pH = 5.4) and $(3.77 \pm 0.91) \times 10^{-15}$ mol/m²/s in strongly acidic solution (pH = 1.14). Compared to the dissolution dynamics of other minerals, xenotime (1) has better stability than, e.g., quartz or even monazite under given conditions and (2) could be potentially considered as suitable collector for fixation of the radionuclides from radioactive waste.

Úvod

Vazba radionuklidů z jaderného odpadu do struktury odolných minerálů je perspektivní cesta k omezení environmentálních hrozeb při dlouhodobém uložení odpadu. Kromě oxidů a silikátů se za vhodné fixátory radionuklidů považují i fosforečnany vzácných zemin. Minerály monazit-xenotimové řady byly vytipovány díky své stabilitě a schopnosti vázat aktinoidy do své struktury (viz např. McCarthy et al. 1978, Montel et al. 2006). Další vlastností těchto minerálů je (kromě odolnosti vůči vodě) také odolnost struktury vůči radioaktivnímu záření. Základní termodynamické vlastnosti xenotimu jako rozpustnost byly studovány v širokém rozmezí podmínek (Cetiner et al. 2005, Tropper et al. 2011), avšak žádná práce se dosud nezabývala určením rychlosti rozpouštění. Cílem této práce bylo určit rychlosti rozpouštění v neutrálním a kyselém prostředí za normálních teplot.



Obr. 1: Vzorek syntetického xenotimu.
Fig. 1: The sample of synthesized xenotime.

Metody

Vzorky xenotimu

Pro studium rychlosti rozpouštění byl použit uměle připravený xenotim s dobře definovaným složením, YPO₄ (Talla et al. 2011). Minerál byl tvořen průhlednými tabulkovitými krystaly s průměrnou velikostí 1,26 mm (viz obr. 1). Celková hmotnost vzorku xenotimu v reaktoru byla 19,34 g. Na základě hustoty $\rho_{\text{xenotim}} = 4,3$ g/cm³ (Seydoux-Guillaume et al. 2012) a průměrných rozměrů krystalů 1,26 mm byla odhadnuta reakční plocha minerálu na $(2,1 \pm 0,2) \times 10^{-2}$ m². Reakční roztoky byly (1) destilovaná voda (pH ~ 5,4) a (2) 0,1 mol/l roztok HCl (pH ~ 1,14).

Diskontinuální průtokový reaktor

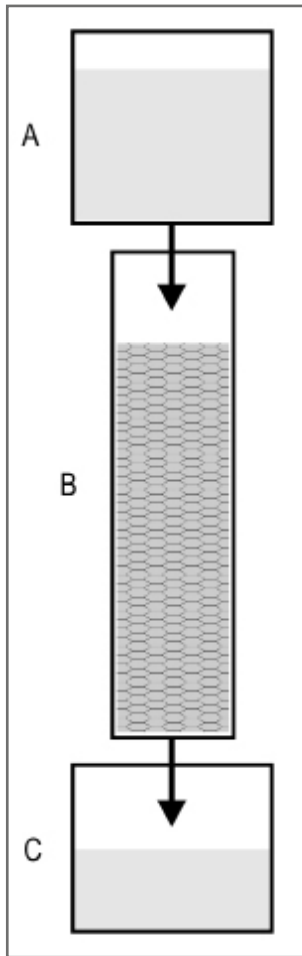
Pro experimenty byl zvolen diskontinuální průtokový reaktor (DPR) (Faimon 1999). Reaktor je kombinací vsádkového a průtočného reaktoru (obr. 2). Výhodou DPR je dosažení maximální hodnoty poměru povrchové plochy minerálu k objemu interagujícího roztoku, $\{A\}/V$, což dovoluje zkoumání i málo rozpustných minerálů v relativně krátkých časových krocích. Rychlostní konstanta pro rozpouštění byla počítána ze vztahu

$$k_{\text{dissol}} = \frac{\Delta c V}{\Delta t \{A\}}, \quad (1)$$

kde k_{dissol} je rychlostní konstanta pro rozpouštění [mol/m²/s], Δc je změna koncentrace během interakce [mol/l], Δt je doba interakce (krok interakce) [s], $\{A\}$ je celková plocha minerálu [m²], V je objem roztoku v reaktoru [l]. V relaci na navážku a zrnitost vzorku byl objem $V = 5,62$ ml, tj., $5,62 \times 10^{-3}$ l).

Analýzy roztoků

Stanovení Y a P v experimentálním roztoku bylo provedeno metodou ICP-MS (Agilent 7500, Japonsko).



Obr. 2: Diskontinuální průtokový reaktor. (A) zásobník promývacího roztoku, (B) kolona/reaktor vyplněná zrny minerálu s povrchem $\{A\}$ a interagujícím roztokem o objemu V , (C) rezervoár výsledného roztoku vytěsněného z kolony po uplynutí času Δt .

Fig. 2: Discontinuous flow-through reactor. Reservoir of a rinsing solution (A); column/reactor filled with the mineral grains of surface area $\{A\}$ and with interacting solution of volume V (B); reservoir of the resulting solution displaced out of the column after the time Δt (C).

Koncentrace byla určena jako průměr ze dvou paralelních měření. Koncentrace P nebylo možné použít pro výpočet rychlostních konstant vzhledem k inkluzím Na_3PO_4 v minerálu jako artefaktu syntézy. Rychlostní konstanty byly proto odvozovány pouze z koncentrace yttria.

Výsledky a diskuze

Za předpokladu, že během experimentálních kroků (doba interakce v reaktoru v délce 100 až 350 hodin) zůstal systém *xenotim-voda* daleko od rovnováhy byly z rovnice (1) vypočteny rychlostní konstanty pro rozpuštění xenotimu. Na základě celkového množství vzorku

19,34 g, reakční plochy $\{A\} = (2,1 \pm 0,2) \times 10^{-2} \text{ m}^2$, objemu experimentálního roztoku $V = 5,62 \text{ ml}$ a koncentrací Y v roztoku (celkem 11 měření) byly hodnoty konstant určeny jako $k_{\text{dissol}} \sim (1,71 \pm 0,74) \times 10^{-17} \text{ mol/m}^2/\text{s}$ v blízkce neutrálním prostředí ($\text{pH} \sim 5,4$) a $\sim (3,77 \pm 0,91) \times 10^{-15} \text{ mol/m}^2/\text{s}$ v silně kyselém prostředí ($\text{pH} = 1,14$). V porovnání např. s monazitem a jeho rychlostní konstantou $8,10^{-14} \text{ mol/m}^2/\text{s}$ při $T \sim 25 \text{ }^\circ\text{C}$, $\text{pH} = 2$ (Oelkers – Poitrasson 2002) se zdá být xenotim znatelně stabilnější. Např. v porovnání s křemenem, nejstabilnějším horninotvorným minerálem s rychlostní konstantou $4,0 \times 10^{-14} \text{ mol/m}^2/\text{s}$ pro rozpouštění v neutrálním prostředí (Tester et al. 1994, Faimon 2005), je xenotim až o tři řády stabilnější. Jak ukázala tato studie, odolnost xenotimu vůči vodě je vysoká a jak je známo z literatury, výhodná je i jeho schopnost koncentrovat ve své struktuře aktinoidy a také odolávat dlouhodobé expozici radioaktivním zářením (Grambow 2006).

Závěr

Stabilita některých minerálů je v dnešní době detailně studována v rámci hledání nových technologií ukládání jaderného odpadu. Navázání radiogenních nuklidů přímo do struktury stabilních minerálů by mohlo přispět k omezení migrace v případě poškození kontejnerů v úložišti. Experimentální studium za pokojových podmínek uměle připraveného xenotimu (YPO_4) umožnilo určit rychlostní konstantu pro rozpouštění v čisté vodě a silně kyselém prostředí. Srovnání se stabilitou dalších minerálů ukázalo, že xenotim za daných podmínek je velmi stabilní. Odolnost vůči vodě, a také obecně známá schopnost koncentrovat ve své struktuře aktinoidy a odolávat dlouhodobé expozici radioaktivním zářením činí z xenotimu vhodný minerál pro aplikace při ukládání radionuklidů. Rychlost rozpouštění xenotimu byla v této studii určena z relativně malého datového souboru. V následující etapě studia je třeba znovu ověřit experimentální data a dále se zaměřit na studium stability minerálu za zvýšených teplot.

Poděkování

Práce byla podporována projektem GAČR P207-11-0555. Autoři děkují recenzentovi J. Zemanovi za kritické připomínky.

Literatura

- Cetiner, Z. S. – Wood, S. A. – Gammons, C. H. (2005): The aqueous geochemistry of the rare earth elements. Part XIV. The solubility of rare elements phosphates from 23 to 150 °C. – *Chemical Geology*, 214, 147–169.
- Faimon, J. (1999): Studium interakce hornina – voda. Diskontinuální průtokový reaktor. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999*, 136–137. Brno.
- Faimon, J. (2005): Total Dynamics of Quartz–Water System at Ambient Conditions. – *Aquatic Geochemistry*, 11, 139–172.
- Grambow, B. (2006): Nuclear waste glasses. How durable? – *Elements*, 2, 357–364.
- McCarthy, G. J. – White, W. B. – Pfoertsch, D. E. (1978): Synthesis of nuclear waste monazites, ideal actinide hosts for geologic disposal. – *Materials Research Bulletin*, 13, 11, 1239–1245.
- Montel, J.-M. – Glorieux, B. – Seydoux-Guillaume, A.-M. – Wirth, R. (2006): Synthesis and sintering of a monazite–brabantite solid solution ceramic for nuclear waste storage. – *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 67, 2489–2500.
- Oelkers, E. H. – Poitrasson, F. (2002): An experimental study of the dissolution stoichiometry and rates of a natural monazite as a function of temperature from 50 to 230 °C and pH from 1.5 to 10. – *Chemical Geology*, 191, 73–87.
- Seydoux-Guillaume, A.-M. – Montel, J.-M. – Bingen, B. – Bosse, V. – de Parseval, P. – Paquette, J.-L. – Janots, E. – Wirth, R. (2012): Low-temperature alteration of monazite: Fluid mediated coupled dissolution–precipitation, irradiation damage, and disturbance of the U–Pb and Th–Pb chronometers. – *Chemical Geology*, 330–331, 140–158.
- Talla, D. – Beran, A. – Škoda, R. – Losos, Z. (2011): On the presence of OH defects in the zircon – type phosphate mineral xenotime (Y, REE)PO₄. – *American Mineralogist*, 96, 1799–1808.
- Tester, J. W. – Worley, W. G. – Robinson, B. A. – Grigsby, C. O. – Feerer J. L. (1994): Correlating quartz dissolution kinetics in pure water from 25 °C to 625 °C. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2407–2420.
- Tropper, P. – Manning, C. E. – Harlov, D. E. (2011): Solubility of CePO₄ monazite and monazite and PO₄ xenotime in H₂O and H₂O – NaCl at 800 °C and 1GPa: Implication for REE and Y transport during high-grade metamorphosis. – *Chemical Geology*, 282, 58–66.

POSOUZENÍ ZRANITELNOSTI KRASOVÉHO KOLEKTORU V OBLASTI MORAVSKÉHO KRASU METODOU EPIK

Evaluation of vulnerability of karstic aquifer in the Moravian Karst by EPIK method

Marek Goldbach, Tomáš Kuchovský

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 637 11 Brno; e-mail: goldbach@sci.muni.cz

(24-32 Brno, 24 -41 Vyškov, 24-14 Boskovice, 24-23 Protivanov)

Key words: Moravian Karst, EPIK, GIS, water vulnerability

Abstract

GIS can be useful tool in water protection management. Moravian Karst as the largest karst area in the Czech Republic and potential water source area has never been ed by any GIS multiparametre method to establish water vulnerability. Article describes preparation of input parameters, vulnerability calculation script and new view on interpretation of EPIK method. Most accurate data ever used bring new opportunities and require new interpretation which resulted into new vulnerability grading. Expectations that EPIK method will improve water sources protection zones were not meet, because assessment by EPIK method does not respect water flow direction and map cannot be fully used for complete protection of karts area.

Úvod

Krasové kolektory jsou v celosvětovém měřítku významné z pohledu vodohospodářského zásobování lidské populace. Ve vyspělých zemích však hustota osídlení a s ní spojené aktivity přinášejí potenciální rizika kontaminace podzemních vod krasových kolektorů. Vzhledem ke specifickým podmínkám proudění podzemních vod je preventivní ochrana krasových kolektorů velmi obtížná. Průnik kontaminantu, velká rychlost jeho následného šíření a v neposlední řadě velmi specifické zákonitosti a směry pohybu podzemních vod jsou jen některé z aspektů, které velmi ztěžují vymezení ochranných pásem zdrojů podzemních vod. Plošné posouzení zranitelnosti kolektoru a preventivní ochrana kolektoru podzemních vod jako celku je tak velmi vhodnou cestou, jak vymezit rizikové oblasti, kde by potenciálně mohlo docházet k průniku kontaminace z jednotlivých zdrojů do kolektoru. V rámci studia zranitelnosti kolektoru krasových hornin Moravského krasu byla pro vytvoření mapy zranitelnosti použita metoda EPIK (Doerfliger et al. 1999) vhodná do krasových oblastí, která je odvozena od metody DRASTIC (Aller et al. 1985). Výsledným produktem studia je mapa, která vychází z velmi podrobných mapových podkladů, geomorfologických charakteristik, karsologických a speleologických informací a je dosud nejpodrobnější mapou zranitelnosti kolektoru krasových hornin Moravského krasu. Vytvořením mapy zranitelnosti v prostředí krasových hornin s velkou intenzitou zkrasování se práce liší od dosud publikovaných dat. Toho bylo dosaženo inovovaným metodickým přístupem k celkovému hodnocení zranitelnosti, který se v tomto případě jeví jako podstatně přesnější, než běžně používaný metodický postup EPIKu. To bylo umožněno mimo jiné uvolněním toolboxu pro ArcGIS, kterým je velmi snadno možný přepočítání celkové zranitelnosti při změně některého ze vstupních parametrů.

Metodika

Geografické informační systémy přinášejí řadu možností pro posouzení zranitelnosti kolektoru podzemních vod. V minulosti bylo vyvinuto a následně používáno několika metod posuzování zranitelnosti kolektoru, mnohé z nich byly postupem času nahrazeny. Dodnes nejčastěji používanou multiparametrovou metodou je metoda DRASTIC (Allen et al., 1985). Přestože se jedná o v praxi velmi využívanou metodu, v krasových oblastech není schopná postihnout specifika proudění podzemních vod a vykazuje značné nedostatky ve výsledcích. Pro krasové oblasti byla proto odvozena metoda EPIK (Doerfliger – Zwahlen 1995). Její vstupní atributy již zahrnují krasové fenomény jako závrtvy, škrapy, jeskynní systémy, ale současně i charakteristiky nadložních formací, jako jsou mocnost zvětralinového povrchu nebo například vegetační pokryv. Metoda EPIK byla prvotně použita v oblasti Francké jury (Doerfliger – Zwahlen 1995), následně v několika dalších krasových oblastech jako Sardínii (Barrocu – Muzzu – Uras 2005), Sýrii (Hammouri – El Naqa 2006) nebo ve Španělsku (Bartolomé et al. 2005). Na území České republiky byla použita v oblasti jesenického krasu.

Vstupní data

Principem metody EPIK je relativní kvantifikace 4 základních charakteristik krasových hornin a nadložních pokryvných útvarů, které jsou významné pro posouzení zranitelnosti krasových kolektorů z pohledu vstupu potenciálních kontaminantů do krasového prostředí. Každý z parametrů má specifickou váhu v samotném výpočtu zranitelnosti.

E atribut popisuje fenomény epikrasu v oblasti. Bylo využito všech dostupných informací o závrttech, škrapech a dalších epikrasových specifikách a následně byla oblast Moravského krasu roztríděna do třech kategorií podle

úrovně vyvinutí epikrasu na oblasti E1–E3. Důležitým byl také vliv vzdálenosti od závrtu či jiného epikrasového tvaru a sklon terénu, k čemuž byl použit digitální model terénu. Třída E1 byla přiřazena oblastem s výskytem epikrasových fenoménů, oblast E3 naopak oblastem bez nebo s minimem krasových fenoménů.

P atribut popisuje ochrannou vrstvu, v tomto případě se jedná o mapu mocnosti půdního pokryvu. Vzhledem k tomu, že podobná mapa neexistuje a terénní mapování s použitím mělkých vrtů nepřicházelo v tak rozsáhlé oblasti v úvahu, byla mocnost půdního pokryvu posouzena na základě sklonu svahu. Předpoklad, že sklon svahu odpovídá mocnosti půdního pokryvu, byl korelovan s existujícími archivními vrty v oblasti Moravského krasu. Podle mocnosti půdního pokryvu byly přiděleny hodnoty P1 (0–20 cm) – P4 (nad 200 cm).

I atribut popisuje infiltrační podmínky a je podobně jako předchozí parametr P rozdělen do tříd I1–I4. Pro stanovení tohoto parametru bylo použito mapy vegetačního pokryvu, propadání podzemních vod a sklonu svahu dle metodiky použité ve Francké juře (Doerfliger – Zwahlen 1995). Třída I1 reprezentuje oblasti s nejvyšší infiltrací podzemních vod, I4 poté oblasti s nejnižší infiltrací.

K atribut definuje vývoj krasové sítě. Jako vstupní data byly použity zejména půdorysné mapy jeskyní, informace o pozici a charakteru propadání nebo mapa tzv. krasových tvarů (soubor strukturních měření z jeskyní). Dle hodnoty vývoje krasové sítě, případně vzdálenosti od těchto míst, byly přiděleny hodnoty K1 (v těsné blízkosti známých podzemních systémů) – K3 (oblasti, kde nejsou známy jeskynní systémy).

Vstupní data byla poskytnuta Českým úřadem zeměměřičským a katastrálním (CUZK) a Správou chráněné krajinné oblasti (SCHKO) Moravský kras, případně upravena v terénu použitím GPS a ArcPAD. CUZK poskytl kompletní vrstvy ZABAGED, včetně digitálního modelu terénu (DEM). SCHKO Moravský kras poskytla GIS

podklady, zejména geologickou mapu, půdorys jeskyní a pozice závrtů. Dálkového průzkumu Země („Remote sensing“) bylo využito k vytvoření mapy vegetačního pokryvu a mapy využití území („land usage“). Tímto bylo dosaženo výrazně přesnějších dat, než z jakých se vycházelo při předchozím použití této metody, kdy bylo převážně využito leteckého snímkování oblasti a následně interpretace leteckých snímků.

Jak již bylo nastíněno, každý z parametrů má přiřazenou specifickou váhu. Atribut E má váhu 3, atribut P má váhu 1, atribut I potom váhu 3 a atribut K váhu 2. Váhy jednotlivých parametrů jsou dány metodikou (Doerfliger et al. 1999).

Následný výpočet zranitelnosti kolektoru (Fp) se provádí následujícím vzorcem, kde symboly E, P, I a K jsou jednotlivé atributy vstupních dat hodnotící krasovou oblast v příslušné třídě, jak bylo popsáno výše, α, β, γ, δ jsou váhy jednotlivých atributů:

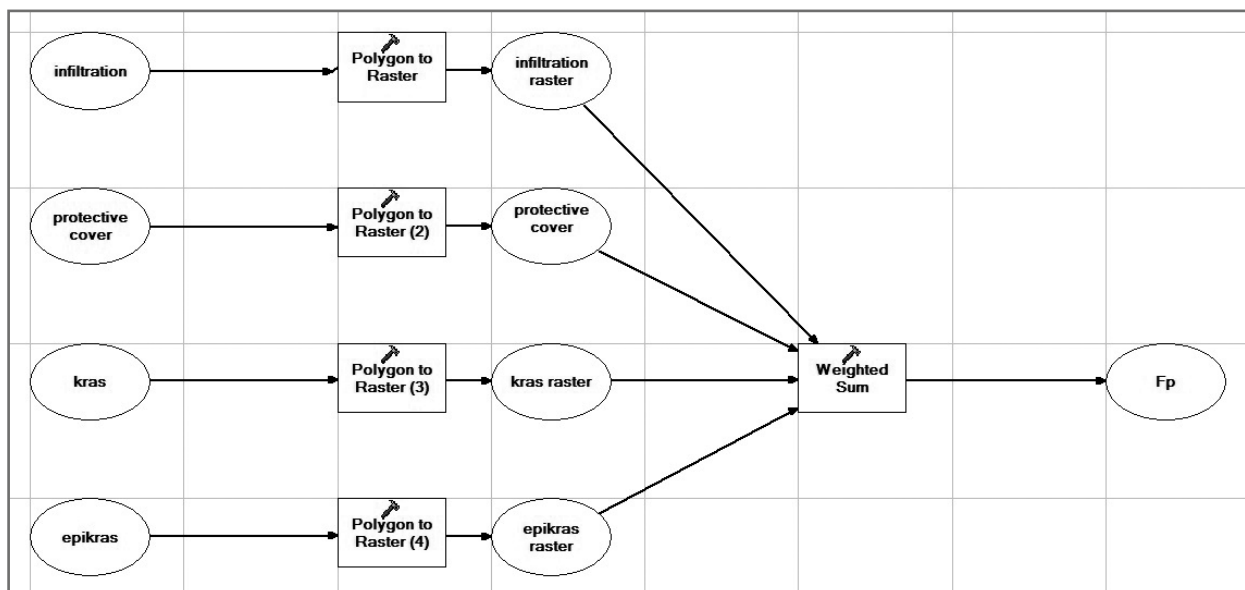
$$F_p = \alpha \times E + \beta \times P + \gamma \times I + \delta \times K$$

Výsledná zranitelnost Fp může dosahovat hodnot od 9 (nejvyšší) do 31 (nejnižší).

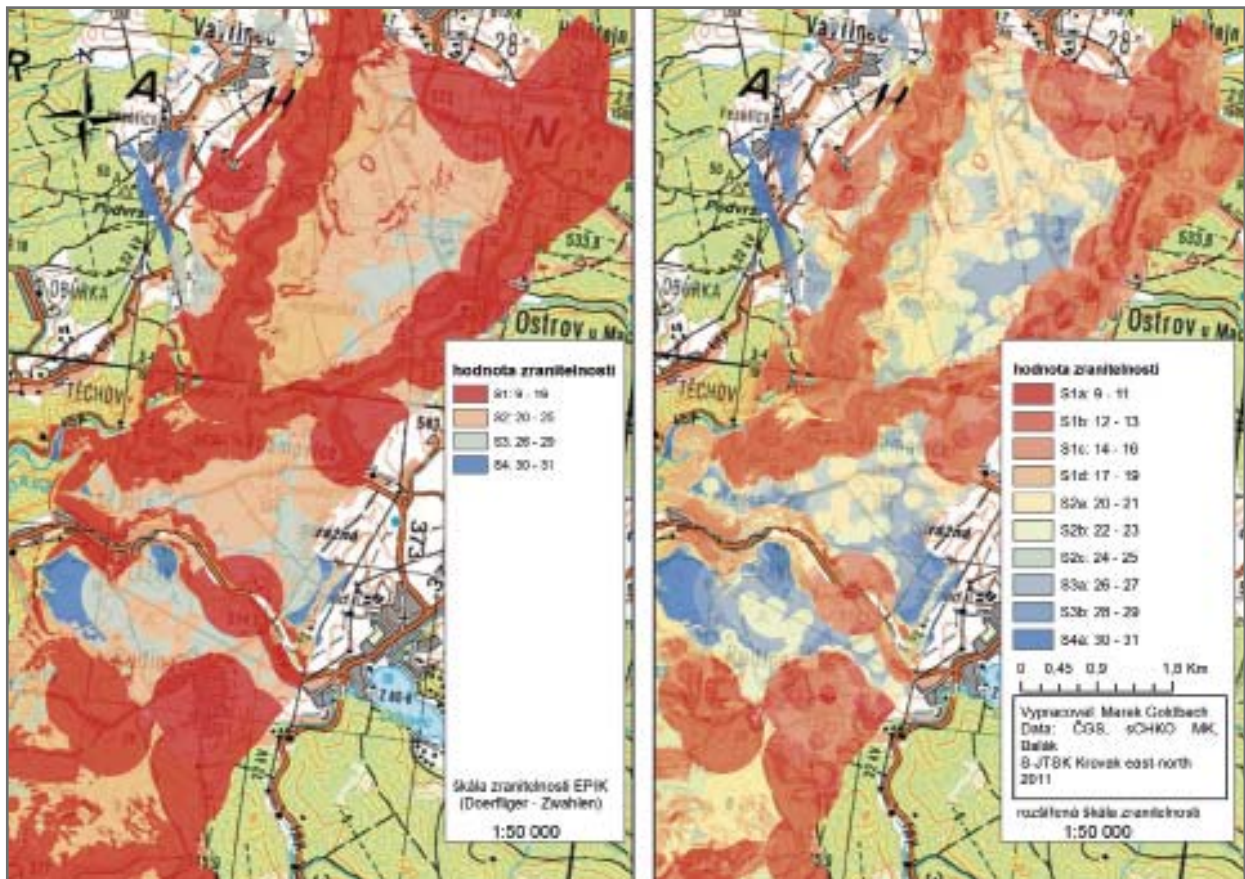
Podstatným vylepšením metody bylo vytvoření toolboxu pro ArcGIS, který podstatně usnadňuje přepočítání výsledné zranitelnosti v případě korekce vstupních dat. Jeho zjednodušenou formu popisuje následující vývojový diagram (obr. 1).

Výsledky

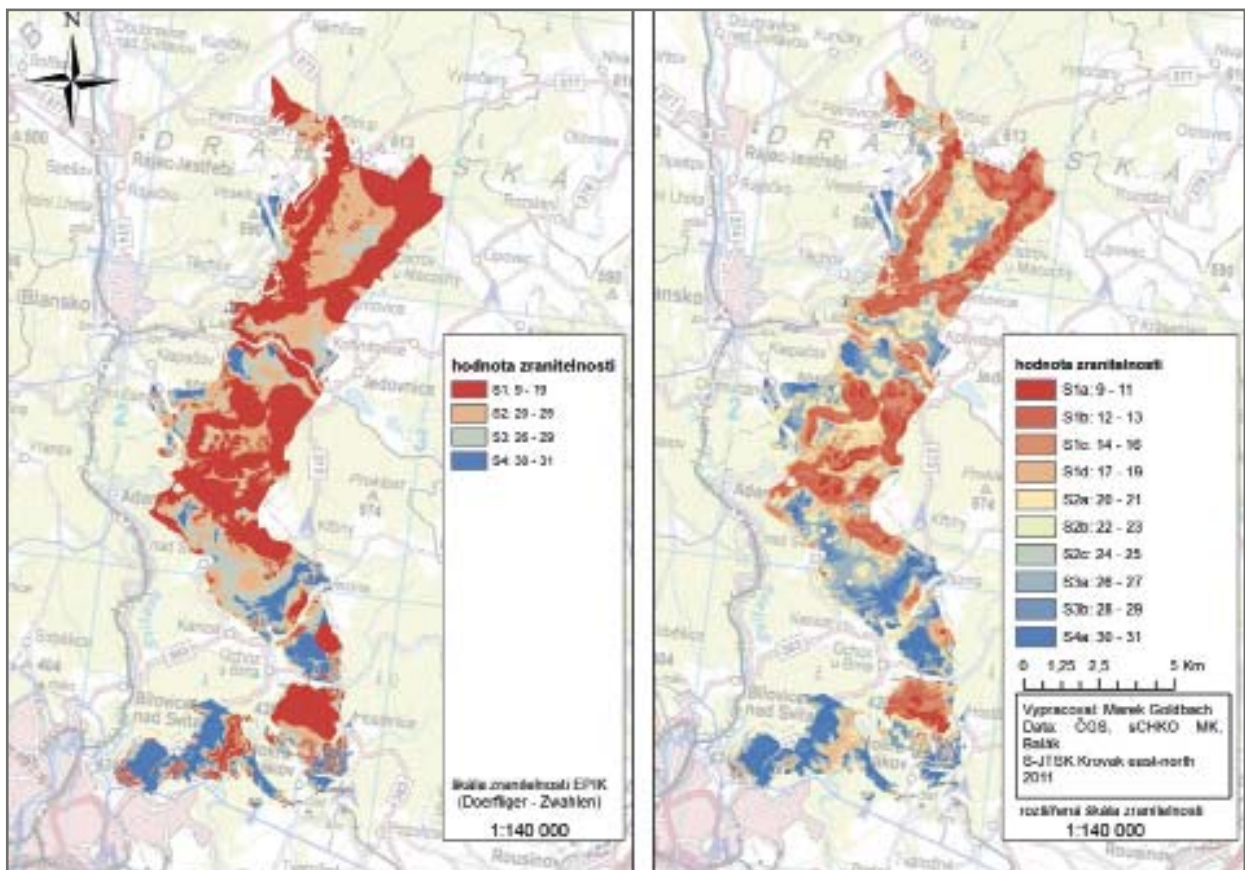
Vzhledem ke skutečnosti, že byla použita velmi přesná data, jejichž přesnost a detailnost je nesrovnatelná s daty, která byla použita v minulosti na předchozích projektech, vzniká velmi podrobná mapa. Dříve používaná interpretace výsledné zranitelnosti Fp na hodnotu zranitelnosti S1–S4 (S1 nejvyšší) se jeví jako nedostatečná. Při použití původní škály nebyla jasně patrná vysoká zranitelnost kolektoru



Obr. 1: Schéma scriptu pro výpočet zranitelnosti v ArcGIS.
 Fig. 1: Schematic script for EPIK vulnerability establishing.



Obr. 2: Výřez oblasti Suchého a Pustého žlebu z mapy zranitelnosti EPIK.
 Fig. 2: EPIK vulnerability map section of Suchý and Pustý žleb.



Obr. 3: Výsledná mapa zranitelnosti EPIK pro oblast Moravského krasu.
 Fig. 3: Moravian Karst vulnerability map by EPIK method.

v místech s vysokou mírou infiltrace povrchových vod (ponory, závrtů). Proto bylo přistoupeno k úpravě a rozšíření interpretačních možností zranitelnosti zejména v oblastech S1 (nejzranitelnější) jejich rozčleněním na S1a – S1d.

S1a – S1d (S1a: Fp = 9-11; S1b: Fp = 12-13; S1c: Fp 14-16; S1d: 17-19)

S2a – S2c (S2a: Fp = 20-21; S2b: FP = 22-23; S2c: FP = 24-25)

S3a – S3b (S3a: Fp = 26-27; S3b: Fp 28-29)

S4a (S4a: Fp = 30-31)

Jako místa s největším rizikem zranitelnosti byly identifikovány oblasti propadání, žlebů a oblasti ve spádnicí závrtů. Obrázek č. 2 zřetelně ukazuje vhodnost nově navržené klasifikace na příkladu severní části Moravského krasu, konkrétně zvýšené zranitelnosti v okolí závrtů na krasových plošinách (Ostrovská plošina), případně lokálních extrémů infiltrace v Suchém a Pustém žlebu, kde jsou jasně patrné oblasti nejzranitelnější. Těmi jsou oblasti jednotlivých známých propadání. Poměrně nízké hodnoty zranitelnosti naopak vykazují oblasti v jižní části Moravského krasu, dále krasové plošiny ve větší vzdálenosti od okrajů údolí a závrtů, případně ta místa Moravského krasu, kde nejsou známy epikrasové tvary. Výsledky jsou totožné i ve zbývajících částech Moravského krasu.

Diskuze

Velmi důležitým parametrem pro vytvoření mapy zranitelnosti je zejména parametr infiltrace (I). Tento se doporučuje stanovit pomocí GIS dat o využití krajiny („land use“) v kombinaci se sklonem svahu a informacemi o propadání povrchových vod do podzemních toků. Neméně důležitý vstupní parametr epikrasu (E) je doporučeno stanovit především podle pozice známých

závrtů. Jako nejlepší se pro toto stanovení jeví použít nástroj „povodí“ ke stanovení spádnice každého závrtu tam, kde to přesnost digitálního modelu terénu umožňuje, případně okruhu vzdálenosti 100–200 m v případech nízké vertikální členitosti terénu. Relativně snadné je stanovení parametru K, kde jsou posouzeny pouze známé jeskynní prostory. Největší problém metody lze spatřit ve stanovení ochranné vrstvy krasových hornin – tj. mocnosti půdního pokryvu (parametr P). Na základě testování metody lze doporučit využití sklonu svahu a tím klasifikovat parametr P do 4 skupin dle mocnosti.

Testováním podrobnosti a přesnosti výsledné škály zranitelnosti, tj. opakovaným zadáváním původního a nového rozdělení zranitelnosti na místech s vysokými hodnotami zranitelnosti, bylo prokázáno, že v silně zkrasovělých oblastech, jakou je právě oblast Moravského krasu, je původní čtyřstupňová klasifikace zranitelnosti nedostatečná. Čtyřstupňová klasifikace nedokáže přesně identifikovat a odlišit oblasti nejzranitelnější, jako jsou například ponory, závrtů a oblasti suchých údolí. Nově navržená desetistupňová škála zranitelnosti se jeví jako podstatně přesnější.

Dále bylo zjištěno, že metoda EPIK není vhodná k posouzení rizikovosti konkrétního místa pro možnou exploataci podzemní vody. Největším nedostatkem je to, že metoda nerespektuje směry proudění podzemních vod v krasovém kolektoru a je tak účinná především jako ochranný nástroj pro ochranu kolektoru jako celku, ne pro posouzení možnosti ohrožení konkrétního místa exploatace podzemní vody. Z tohoto důvodu se použití mapy zranitelnosti vytvořené metodikou EPIK nejeví jako optimální pro korekci pásem hygienické ochrany stávajících nebo navrhovaných vodních zdrojů (obr. 3).

Literatura

- Aller, L. – Bennett, T. – Lehr, J. H. – Petty, R. J. (1985): DRASTIC: A standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. – U. S. EPA. EPA/600/2-85/0108, 163 pp.
- Barrocu, G. – Muzzu, M. – Uras, G. (2005): Hydrogeology and vulnerability map (Epik method) of “Supramonte” karstic system, north-central Sardinia. Published online: 9 August 2006 – Springer-Verlag 2006 – www.sciencedirect.com
- Bartolomé, A. – Goldschider, N. – Vadillo, I. – Nukum, C. – Sinreich, M. – Jiménez, P. – Brechenmacher, J. – Carrasco, F. – Hötzl, H. – Perles, M. – Zwahlen, F. (2005): Karst groundwater protection: First application of a Pan-European Approach to vulnerability, hazard and risk mapping in the Sierra de Líbar (Southern Spain). – Springer Verlag.
- Doerfliger, N. – Zwahlen, F. (1995): EPIK: a new method for outlining of protection areas in karst environment. – In: Günay G., Johnson I. (eds.) Proceedings 5th International symposium and field seminar on karst waters and environmental impacts. Antalya, Sep. 1995 – Balkema, Rotterdam, pp. 117–123.
- Doerfliger, N. – Jeanin, P. – Zwahlen, F. (1999): Water vulnerability assesment in karst environments: a new method of definition areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). – Springer Verlag.
- Hammouri, N. – El Naqa, A. (2006): GIS based Hydrogeological Vulnerability Mapping of Groundwater Resources in Jerash Area – Jordan, Geofísica Internacional 47 (2), 85–97 (2008).

ZÁZNAMY SEVEROKOREJSKÝCH JADERNÝCH EXPLOZÍ NA SEISMICKÉ STANICI VRAC

Registrations of the North Korean nuclear explosions on the seismic station VRAC

Josef Havíř

Ústav fyziky Země, PŘF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: josef.havir@ipe.muni.cz

Key words: seismic monitoring, CTBTO, nuclear explosions, discrimination

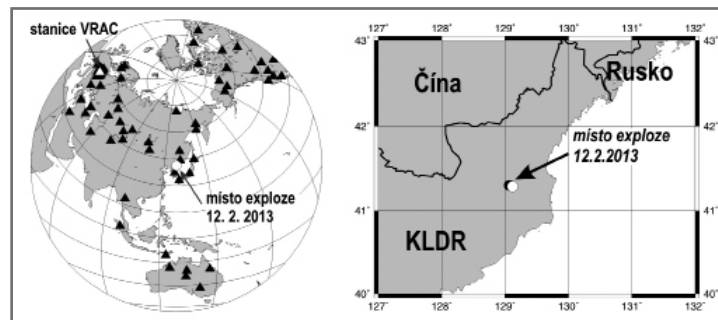
Abstract

Seismic station VRAC operated by IPE (Institute of Physics of the Earth) is part of the International Monitoring System CTBTO (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization). This monitoring system is built for verification of the compliance with the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. Station VRAC provided important registration of the nuclear explosions. Last explosions were carried out on the territory Democratic People's Republic of Korea (DPRK), latest North Korean nuclear test was conducted this year (12. 2. 2013). Station VRAC recorded signal of all North Korean nuclear explosions. Registrations by stations of International Monitoring System, including station VRAC, significantly contributed to improving of the discrimination techniques, mainly to improving the discrimination between natural earthquakes and explosions based on the analyses of M_s and m_b magnitudes.

K významným politickým problémům současnosti patří problematika jaderných zbraní a s ní spojená problematika pokusných jaderných explozí. V roce 1996 byla předložena Valnému shromáždění OSN k podpisu Smlouva o úplném zákazu jaderných zkoušek (CTBT – Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty). Do této chvíle podepsalo tuto smlouvu 183 států, včetně České republiky. Pro verifikaci dodržování Smlouvy CTBT je budován tzv. Mezinárodní monitorovací systém využívající čtyři různé monitorovací technologie (seismickou, infra-zvukovou, radiometrickou a hydroakustickou). Významnou složkou je síť 170 seismických stanic.

Stanice VRAC (Vranov u Brna), provozovaná ÚFZ (Ústav fyziky Země, Masarykova Univerzita), je zařazena do seismické sítě Mezinárodního monitorovacího systému jako stanice s kódovým označením AS26. Stanice je v provozu od roku 1990 a během své činnosti se podílela na monitorování většího počtu pokusných jaderných explozí provedených v různých částech světa (Havíř et al. 1993). Kromě testů na území Číny (1995 až 1998, jaderná střelnice Lop Nor), Indie (1998, jaderná střelnice ve státě Dalbandin) a Pákistánu (1998, jaderná střelnice ve státě Pokaran) registrovala stanice VRAC kvalitní záznamy také v případě jaderných explozí provedených Francií na pacifických polygonech v souostroví Tuamotu (1990 až 1996, atoly Mururoa a Fangataufa). Zatím poslední pokusné jaderné exploze byly provedeny na území KLDR, přičemž nejnovější jaderný test proběhl v letošním roce (12. 2. 2013).

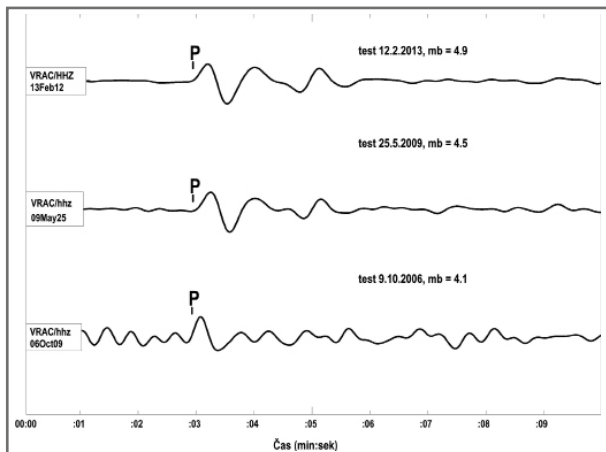
Jaderný test ze dne 12. 2. 2013 byl proveden na jaderném polygonu situovaném v severovýchodní části KLDR (obr. 1). Ve stejném regionu byly uskutečněny také před-



Obr. 1: Schematické mapy umístění epicentra severokorejské jaderné exploze z 12. 2. 2013 v globálním měřítku (vlevo) a v detailnějším výřezu (vpravo): kolečka – epicentrum jaderné exploze (bílé kolečko – lokace vypočítaná v ÚFZ, černé kolečko – lokace převzata z Mezinárodního datového centra CTBTO); trojúhelníky – pozice stanic využitých v ÚFZ k lokaci exploze.

Fig. 1: Schematic maps of epicentre position of the North Korean nuclear explosion from 12. 2. 2013 in the global scale (left map) and in the regional scale (right map): circles – epicentre of the nuclear explosion (white circle – location calculated by IPE; black circle – location after International Data Centre CTBTO); triangles – stations used by IPE for location of nuclear explosion.

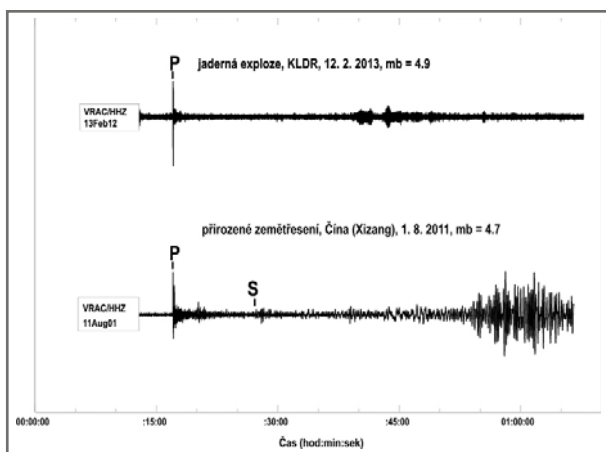
chozí korejské jaderné exploze (9. 10. 2006 a 25. 5. 2009). Všechny tři zmíněné jaderné exploze byly registrovány stanicí VRAC (obr. 2). Jev z roku 2006 je nejslabší (hodnota magnituda m_b počítaného z objemových vln byla 4.1) a signál exploze na záznamu stanice VRAC je výrazně ovlivněn šumem. Amplitudy signálů dalších dvou explozí již několikanásobně převyšují úroveň šumu a je tak možné vzájemně porovnat tvar vlnového záznamu. Z obrázku 2 je patrné, že tvar signálu letošního jevu je téměř identický s tvarem signálu exploze z roku 2009, oba vlnové záznamy se liší více méně jen rozdílnou amplitudou. Tato skutečnost ukazuje, že podmínky ve fokální zóně obou jevů byly podobné, včetně mechanismu exploze a fyzikálních vlastností



Obr. 2: Záznamy severokorejských jaderných explozí na stanici VRAC (vertikální složka, amplitudy mají nestejná měřítka).
 Fig. 2: Waveforms of North Korean nuclear explosions registered by station VRAC (vertical component, amplitudes are in different scales).

hornin v okolí nálože. Lišila se však velikost nálože. Pro explozi z roku 2009 dosáhlo magnitudo mb spočtené z objemových vln hodnotu 4.5, zatímco hodnota magnituda mb letošní jaderné exploze byla 4.9 (údaje o hodnotách magnituda mb jsou převzaty z Mezinárodního datového centra CTBTO). Amplituda přímé podélné vlny P odečtená na stanici VRAC byla v případě nové exploze z února 2013 trojnásobná oproti amplitudě signálu exploze z roku 2009 a více než o řád větší ve srovnání s amplitudou exploze z roku 2006.

Pro účely verifikace dodržování Smlouvy CTBT je nutné seismický jev, který by mohl odpovídat jaderné explozi, nejen detekovat, ale také spolehlivě rozlišit záznam exploze a přirozeného zemětřesení. Jednou z významných diskriminačních metod pro rozlišení explozí a přirozených



Obr. 3: Rozdíly v záznamu severokorejské jaderné exploze a přirozeného zemětřesení na stanici VRAC (vertikální složka, amplitudy mají nestejná měřítka). Epicentra obou jevů jsou situovány ve srovnatelné epicentrální vzdálenosti od stanice VRAC.
 Fig. 3: Differences between waveforms of the North Korean nuclear explosion and of the natural earthquake (vertical component, amplitudes are in different scales). The epicentres of both events are situated in comparable epicentral distances from the station VRAC.

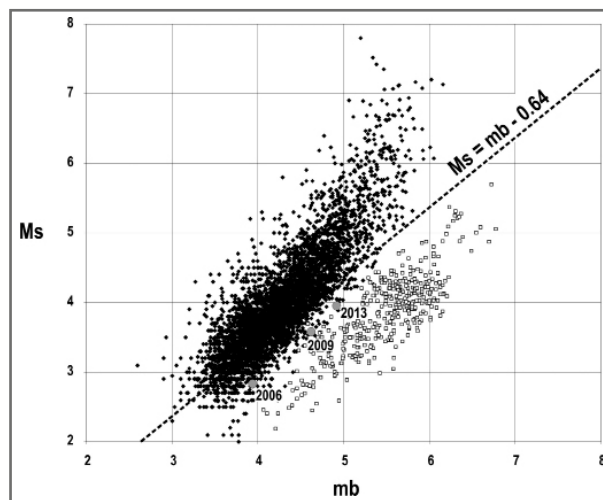
zemětřesení je metoda založená na porovnání hodnot magnituda počítaného z objemových a z povrchových vln (obr. 3).

Již v prvních desetiletích po provedení prvních jaderných explozí bylo při seismickém monitorování zjištěno, že povrchové vlny záznamů jaderných explozí na vzdálených stanicích mají řádově menší amplitudy ve srovnání s povrchovými vlnami mělkých přirozených zemětřesení (Basham – Horner 1973, Gupta et al. 1972). Tato skutečnost umožňuje jednoduchou a přitom dostatečně spolehlivou předběžnou diskriminaci mělkých seismických jevů pomocí lineárního vztahu (Weichert – Basham 1973):

$$D = A.M_s + B - m_b$$

kde m_b je magnitudo počítané z objemových vln, M_s je magnitudo počítané z povrchových vln, A a B jsou konstanty odvozené z korelace hodnot m_b a M_s přirozených zemětřesení a ze zvolené úrovně pravděpodobnosti a D je hodnota tzv. „skóre“, která je porovnávána s limitními hodnotami. Je-li „skóre“ vyšší než limitní hodnota, pak je testovaný seismický jev se zvolenou pravděpodobností přirozeným zemětřesením.

Porovnání magnituda m_b a M_s korejských jaderných explozí ukazuje, že „skóre“ těchto jevů dosahuje hodnot



Obr. 4: Graf poměrů hodnot M_s a m_b pro přirozená zemětřesení (černé kosočtverce) a jaderné exploze (bílé čtverce) s vyznačenou pozicí bodů odpovídajících severokorejským jaderným explozím (šedá kolečka). Prerušovaná čára znázorňuje kritérium pro rozlišení přirozených zemětřesení a jaderných explozí podle Selbyho et al. (2012). Údaje o hodnotách magnituda M_s a m_b pro jaderné exploze jsou převzaty z práce Selby et al. (2012). Údaje pro přirozená zemětřesení jsou převzaty z tzv. REB-bulletinů Mezinárodního datového centra CTBTO z let 2002 až 2012.
 Fig. 4: $M_s:m_b$ plot showing ratio of M_s and m_b magnitudes for natural earthquakes (black diamonds) and for nuclear explosion (white squares) with indicated points representing the North Korean nuclear explosions (grey circles). Dashed line shows the criterion for discrimination between natural earthquakes and nuclear explosions after Selby et al. (2012). Values of M_s and m_b of nuclear explosions are adopted after Selby et al. (2012). Values of M_s and m_b of natural earthquakes are received from REB-bulletins of the International Data Centre for period from 2002 to 2012.

blízkých limitním hodnotám mezi přirozenými zemětřeseními a jadernými explozemi (obr. 4). Na základě analýz korejských jaderných odpalů bylo nutné upravit původní předběžné kritérium testované v Mezinárodním datovém centru CTBTO (kritérium podle Fiska et al. 2002), protože zvolené limitní hodnoty se ukázaly být nedostatečně spolehlivé pro vlnové záznamy explozí odpovídající korejským jaderným testům (Selby et al. 2012). Od loňského roku je proto v Mezinárodním datovém centru aplikováno nové provizorní testovací kritérium, vycházející ze vztahu empiricky odvozeného Selbym et al. (2012):

$$M_s = m_b - 0.64$$

Toto kritérium umožňuje testovat mělké seismické jevy tak, aby bylo možné z dalších testů vyloučit co

největší množství přirozených zemětřesení a aby přitom současně nedocházelo k vyloučení žádného záznamu jaderné exploze.

Monitorování jaderných explozí provedených na území KLDŘ tak významně přispělo k analýze a vylepšení diskriminačních technik pro rozlišení seismických záznamů explozí a přirozených zemětřesení. Zásadní význam přitom měly záznamy na stanicích Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO, mezi jinými také na seismické stanici VRAC.

Poděkování

Příspěvek vznikl s finanční podporou projektů CzechGeo/EPOS program č. LM2010008 a ESF/MŠMT projekt CZ.1.07/2.3.00/20.0052 „Výzkumný tým pro ukládání radioaktivních odpadů a jadernou bezpečnost“.

Literatura

- Basham, P. W. – Horner, R. B. (1973): Seismic magnitudes of underground nuclear explosions. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63, 105–131.
- Fisk, M. D. – Jepsen, D. – Murphy, J. R. (2002): Experimental Seismic Event-screening Criteria at the Prototype International Data Center. – *Pure and Applied Geophysics*, 159, 865–888.
- Gupta, H. K. – Sitaram, M. V. D. – Narain, H. (1972): Surface-wave and body-wave magnitudes of some sino-soviet nuclear explosions and earthquakes. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62, 2, 509–517.
- Havíř, J. – Švancara, J. – Otruba, J. (2003): Úloha a využití nově certifikované seismologické stanice VRAC v rámci Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO. – *Sborník vědeckých prací VŠB-TU Ostrava, řada stavební*, 3, 2, 77–84.
- Selby, N. D. – Marshall, P. D. – Bowers, D. (2012): m_b : M_s Event Screening Revisited. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102, 1, 88–97.
- Weichert, D. H. – Basham, P. W. (1973): Deterrence and false alarms in seismic discrimination. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63, 1119–1132.

STŘEDOVĚKÉ BARYEM BOHATÉ STRUSKY PO TAVBĚ POLYMETALICKÝCH RUD NA VYBRANÝCH LOKALITÁCH V JIHLAVĚ

Medieval barium-rich slags after melting of polymetallic ores from selected sites in Jihlava

Jaroslav Kapusta¹, Zdeněk Dolníček¹, Karel Malý²

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

² Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo nám. 55, 586 01 Jihlava

(23–23 Jihlava)

Key words: Jihlava Ore District, slags, polymetallic ores, heavy metals, barium

Abstract

The studied slags originating from western part of town of Jihlava are predominantly composed of glass and unmelted corroded grains of quartz. Newly formed phases (barium-rich feldspars and sulphide inclusions) are only accessory. Feldspar contains up to 72 mol. % of celsian component. Sulphides form droplets (typically $XO \mu\text{m}$, rarely bigger than 0.5 mm) composed of pyrrhotite and sphalerite. Bulk slags show elevated heavy metals, especially Pb (up to 0,35 wt. %) and Zn (up to 1.35 wt. %), however, these values are significantly lower than in case of other published localities. The presence of high content of Ba in bulk slag, which is always higher than 5 wt. % BaO, is unique. The WDX analyses of glass showed up to 23.3 wt. % BaO and strongly heterogeneous distribution of Ba. Viscosity index *v.i.* and dynamic viscosity $\log \eta$ were calculated from bulk chemistry. The calculated values appear to be overestimated due to unusual chemical composition. It would lead to ineffective smelting procedure and/or necessity of very high temperatures. To compare obtained values with reality the melting experiments in an electric oven were realized. Maximum achievable temperature of 1 100 °C led to a complete melting of all samples except the quartz-rich one.

Úvod

Těžba polymetalických rud a jejich zpracování za účelem získání stříbra měly v historii Jihlavy zásadní postavení. Tato činnost zde byla vykonávána s přestávkami téměř po sedm století (Pluskal – Vosáhló 1998). Samotné počátky těžby byly vázány na starohorskou dislokační zónu, která z dnešního pohledu prochází západní částí Jihlavy (dnešní katastr Staré Hory). Časově jsou kladeny přibližně do 30. let 13. století. S nálezy bohatých cementačních zón ložisek byl spojen rychlý rozmach těžby a v důsledku toho i celého města (Vosáhló 2004).

Jihlavský rudní revír má rozlohu přibližně 280 km². Těžiště celé oblasti představuje samotná Jihlava s nejdlejší mineralizovanou strukturou v podobě starohorské dislokační zóny.

Na základě izotopického a mineralogického složení a teploty vzniku dělí Malý et al. (2008) mineralizaci jihlavského rudního revíru na vysokoteplotní a mezotermální. Pluskal – Vosáhló (1998) vyčleňují celkem 6 mineralizací, z toho 4 polymetalické. V kontextu jejich práce je nejrozšířenější mineralizace typu černý sfalerit + kyzý ± karbonáty. Z historického hlediska měla význam především mineralizace světlý sfalerit ± baryt ± karbonáty, která byla těžena i na Starých Horách. Bernardem (1991) je označována jako pol (polymetalická) nebo Pb-Cu-Zn-Ag. Hlavním nositelem stříbra je v těchto zrudněných galenit, jen akcesorická je přítomnost freibergitu (Malý 2004).

Strusky vznikaly jako produkt redukční tavby předpražené rudy. Cílem tehdejších hutníků bylo upravení složení vsázky kvůli dosažení co nejnižší teploty tavení a co nejnižší viskozity vzniklé strusky. Tím bylo zajištěno efektivní oddělení vyredukovaného kovu od strusky. Další funkcí strusky byla fixace nečistot a zabránění oxidace kovu (Ströbele et al. 2010). Na chemismu strusek se nejvýrazněji podílejí SiO₂, FeO a CaO. Tyto hlavní oxidy zároveň

obvykle vykazují nejrozkolísanější obsahy (Bachmann 1982). Neobvyklé není ani anomální složení, kdy ve složení strusky dominuje například PbO (Ettler et al. 2009). Mezi krystalickými fázemi téměř vždy převládá olivín (fayalitem bohatý koncový člen), často se zajímavými obsahy ostatních prvků. Společným jmenovatelem všech struskových fází jsou zvýšené obsahy zinku, u skla a sulfidů i obsahy olova (Ettler et al. 2001, Kapusta et al. 2011).

Metodika

Vzorky byly odebírány povrchovým sběrem ze dvou lokalit vzdálených přibližně 200 m od sebe. První lokalita se nachází v levém břehu řeky Jihlavy (označení JS) na GPS souřadnicích 49° 24' 46,199" N, 15° 34' 27,239" E. Odběr byl proveden ve stometrovém úseku proti proudu od uvedeného bodu. Druhá lokalita se nachází v pravém břehu Červeného potoka (GPS 49° 24' 49,381" N, 15° 34' 39,118" E), přibližně 300 m od soutoku s Jihlavou (označení ČP). Obě uvedená odběrová místa se nacházejí poblíž archeology studovaného středověkého hutnického areálu Staré Hory. Na těchto lokalitách se strusky nacházejí jen izolovaně, netvoří mocnější polohy. Možné je i zanesení materiálu vodním tokem do nynějšího prostoru. Vzhledem k velikosti jednotlivých kusů (až 8 cm) a prakticky nulovému opracování nemohlo jít o příliš daleký transport. Dá se tedy předpokládat, že námi studované výskyty jsou úzce spjaty s úpravnickým areálem na Starých Horách. Distribuce vzorků je v rámci lokalit nahodilá. Nebyly pozorovány přednostně nabohacené polohy, jak je tomu například na lokalitě Plandry (Kapusta et al. 2012).

Jednotlivé fáze byly studovány ve výbrusech prostřednictvím polarizačního mikroskopu v procházejícím a odraženém světle. Jejich chemismus byl analyzován metodou WDX na mikrosondě CAMECA SX100 v Brně na společném pracovišti Přírodovědecké fakulty Masa-

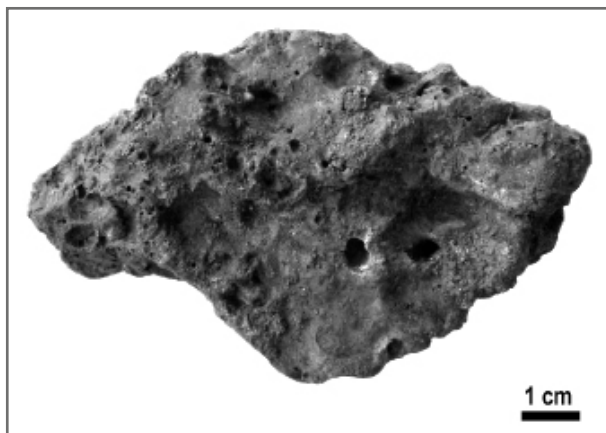
rykovy univerzity a České geologické služby. Podmínky analýzy byly u živců: urychlovací napětí 15 keV, proud 10 nA a průměr paprsku 4 µm. Pro sklo: urychlovací napětí 15 keV, proud 20 nA a průměr svazku 6 µm. Na mikrosondě byly pořízeny i fotografie v odražených elektronech (BSE).

Celkový chemismus byl stanoven v laboratořích ACME v Kanadě metodami ICP-OES, Leco a ICP-MS. Nadlimitní hodnoty Pb (>1 hmot. %), Zn (>1 hmot. %) a Ag (>100 ppm) byly v alikvotních dílech práškových vzorků analyzovány metodou ICP-OES na Katedře analytické chemie PŘF MU v Brně. Index viskozity byl vypočten vzorcem upraveným podle Ettlera et al. (2009a) a dynamická viskozita sérií vzorců uvedených v práci Giordana et al. (2006) se zohledněním obsahů Pb a Zn podle Ettlera et al. (2009).

Pokusné tavby byly provedeny v elektrické peci LM 312.11/2 s plynulou regulací teploty. Na zvolenou teplotu nabíhala pec přibližně tři hodiny. Na zvolených maximálních teplotách byla pec ponechána po dobu jedné hodiny. V průběhu bylo zaznamenáno kolísání teploty ±10 °C od nastavené hodnoty. Redukční atmosféry bylo dosaženo vyplněním volného prostoru pece dřevěným uhlím.

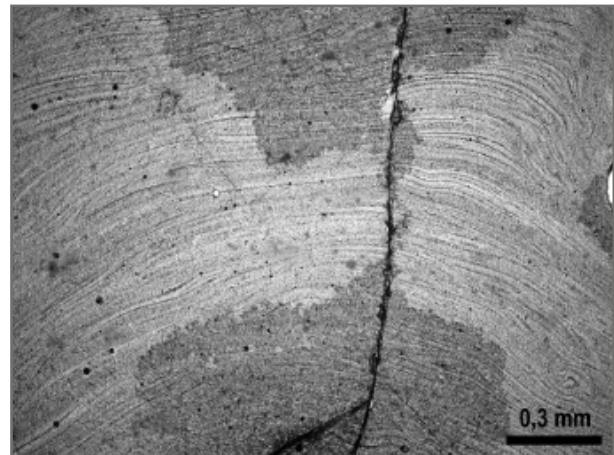
Výsledky

Na obou lokalitách se strusky nacházejí dominantně ve formě fragmentů (obr. 1), méně pak celotvarů. Rozměry jsou proměnlivé, ale nepřesahují 8 cm. Tvar je nepravidelný.



Obr. 1: Sklovitá bublinatá struska z lokality ČP.
Fig. 1: Glassy bubble-bearing slag from location ČP.

Pozorovány byly různé barevně odlišné variety. Převažují strusky černě zbarvené. Méně běžné jsou olivově zelené či modré. Nalezeny byly i vzorky s přechody mezi jednotlivými barvami (nejčastěji zelenošedá-modrá). Povrch je matný, mastný, nejčastěji skelně lesklý a lom lasturnatý. Lomné plochy jsou skelně lesklé. Charakteristická je přítomnost různě velkých sférických i oválných pórů (zpravidla nepřesahují 6 mm), které jsou obvykle nahodile rozmístěny, někdy jsou přednostně nahromaděny v okrajových zónách. Hojně jsou inkluze rozpraskaných izometrických zrn křemene. Strusky s vyšším obsahem křemenných zrn jsou zpravidla více porézní. Makroskopicky pozorovatelné sulfidické inkluze nejsou běžné. Povrch, případně trhliny jsou někdy rezavě zbarveny limonitem.



Obr. 2: Zonálnost a fluidální mikrotextura skla ve výbrusu strusky z lokality JS (PPL).

Fig. 2: Zonation and fluidal microtexture of glass in polished thin section from location JS (PPL).

Společným jmenovatelem všech mikroskopicky studovaných strusek je poměrně jednoduché mineralogické složení s drtivou převahou skelné fáze.

Sklo je ve výbrusu v PPL zelenožluté, zelené, hnědé až opakní. V XPL je izotropní, často se však projevuje anizotropie způsobená postupnou devitrifikací. Viskózní tečení odráží fluidální mikrotextura (obr. 2). Z tabulky 1 je patr-

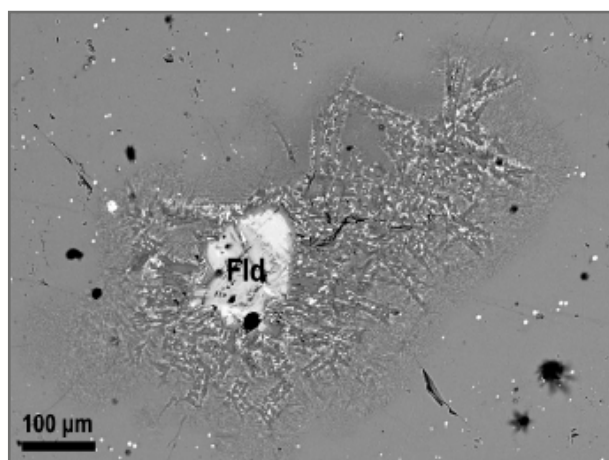
Tab. 1: Výsledky WDX analýz skla a živců. Kationty přepočteny na bázi 8 atomů kyslíku na vzorcovou jednotku.

Tab. 1: Results of WDX analyses of glass and feldspars. Cations are recalculated on basis of 8 atoms of oxygen per formula unit.

	živce		sklo					
	ČP3	JS2	ČP1	ČP3	ČP4	JS1	JS2	JS4
P ₂ O ₅	0,05	0,03	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	39,65	45,12	48,77	48,31	44,24	43,72	50,24	43,98
TiO ₂	-	-	0,34	0,53	0,66	0,73	0,41	0,78
Al ₂ O ₃	25,75	24,85	6,06	7,05	6,08	5,74	6,26	6,16
V ₂ O ₃	-	-	0,07	0,01	0,04	0,06	0,01	0,00
BaO	31,29	23,01	8,97	10,41	18,75	23,32	6,69	18,47
CaO	0,29	1,35	7,00	6,75	9,94	10,82	4,94	10,22
FeO	0,26	0,84	21,73	17,89	10,70	7,72	24,19	11,11
SrO	0,20	0,24	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	1,09	1,33	1,26	1,46	1,78	1,24
MnO	-	-	0,89	0,41	0,29	0,24	0,35	0,33
NiO	-	-	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03
PbO	-	-	0,21	0,12	0,20	0,13	0,31	0,20
ZnO	-	-	1,26	2,43	1,86	1,01	1,14	1,83
K ₂ O	2,90	4,61	2,16	2,38	1,91	1,78	1,84	1,95
Na ₂ O	0,28	0,69	0,50	0,63	0,60	0,54	0,60	0,62
F	-	-	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
suma	100,66	100,73	99,88	98,28	96,56	97,29	98,74	96,93
P	0,002	0,001	-	-	-	-	-	-
Si	2,266	2,420	-	-	-	-	-	-
Al	1,735	1,571	-	-	-	-	-	-
Ba	0,701	0,484	-	-	-	-	-	-
Ca	0,018	0,077	-	-	-	-	-	-
Fe	0,012	0,038	-	-	-	-	-	-
Sr	0,007	0,007	-	-	-	-	-	-
K	0,211	0,316	-	-	-	-	-	-
Na	0,031	0,071	-	-	-	-	-	-
suma	4,983	4,986	-	-	-	-	-	-

né, že více než 90 % hmoty skla představuje suma oxidů: SiO₂ (43,98–50,24 hmot. %), Al₂O₃ (5,74–7,05 hmot. %), FeO (7,72–21,73 hmot. %), BaO (6,69–23,32 hmot. %), CaO (4,94–10,82 hmot. %) a K₂O (1,78–2,38 hmot. %). Zajímavé, a pro tento typ strusek typické, jsou i mírně navýšené obsahy Pb (0,13–0,21 hmot. % PbO) a Zn (1,01–2,43 hmot. % ZnO).

Sulfidy se vyskytují takřka výhradně ve formě drobných kapek (jen několik setin milimetru velkých) uložených ve sklovité hmotě. Jen velmi raritní jsou sulfidické inkluze větší než půl milimetru. V odraženém světle byl zjištěn pyrrhotin a sfalerit. Oba ve formě okrouhlých zrn v proměnlivém množství obklopených blíže neurčenou hmotou (zřejmě Cu-Fe-S fáze neznámé stechiometrie, srov. Kapusta et al. 2012). Běžné jsou i myrmekitické srůsty pyrrhotinu se sfaleritem.



Obr. 3: Živec obklopený sklovitou hmotou ve strusce z lokality ČP (BSE). Bílé malé kapky jsou sulfidické inkluze. Sklo je v bezprostředním okolí živce zřetelně devitifikované.

Fig. 3: Feldspar enclosed in glassy matrix in slag from location ČP (BSE). White little droplets are sulphidic inclusions. Glass nearby feldspar is distinctly devitrified.

Až při studiu na mikrosondě byla identifikována ojedinělá drobná zrna živců. Ta jsou přibližně izometrická, oválná, někdy (v obraze BSE) zonální (obr. 3). Typické jsou vysoké obsahy Ba (23,01–31,29 hmot. % BaO; tab. 1). Vyjádřeno koncovými členy v nich dominuje celsianová komponenta (48,4–70,1 mol. % Cn), v menší míře je zastoupen ortoklas (21,1–31,6 mol. %), anortit (1,8–7,7 mol. %) a albit (3,1–7,1 mol. %). Jen nepatrné jsou obsahy Fe (0,26–0,84 hmot. % FeO) a Sr (0,20–0,24 hmot. % SrO).

Jak již bylo uvedeno, křemen představuje neroztavené relikt. Jednotlivá zrna jsou izometrická, oválná, případně méně pravidelných tvarů obvykle s korodovaným okrajem. Typické je silné rozpraskání.

Jak je patrné z tabulky 2, strusky mají nejrozkolísanější obsahy Fe₂O₃ (8,8–22,2 hmot. %) a SiO₂ (43,5–59,4 hmot. %). Nejstabilnější jsou hodnoty Al₂O₃ (5,5–6,3 hmot. %), K₂O (1,8–2,3 hmot. %) a Na₂O (0,4–0,6 hmot. %). Nízké sumy všech analýz (73,5–94,1 hmot. %) jsou ovlivněny nezapočítáním obsahů Ba, které u všech vzorků překročily horní limit stanovitelnosti (5 hmot. % Ba).

Tab. 2: Celkový chemismus strusek (oxidy ve hmot. %, stopové prvky v ppm s výjimkou Au v ppb). TOT/C – celkový uhlík, TOT/S – celková síra, LOI – ztráta žháním. Hodnoty dynamické viskozity log η v Pa*s.

Tab. 2: Bulk chemical composition of slags (oxides in wt. %, trace elements in ppm except for Au in ppb). TOT/C – total carbon, TOT/S – total sulphur, LOI – loss on ignition. Values of dynamic viscosity log η in Pa*s.

	ČP1	ČP5	ČP10	JS1	JS5	JS8
P ₂ O ₅	0,39	0,35	0,34	0,37	0,36	0,43
SiO ₂	56,97	56,85	57,94	44,05	43,48	49,33
TiO ₂	0,24	0,31	0,55	0,48	0,67	0,35
Al ₂ O ₃	5,53	5,91	6,06	5,61	6,18	6,25
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	18,53	21,65	10,00	8,81	11,17	22,20
CaO	4,77	4,57	9,55	10,17	9,84	9,73
MgO	0,79	0,98	1,30	1,40	1,68	1,03
MnO	0,63	0,57	0,31	0,28	0,33	0,24
PbO	0,23	0,15	0,10	0,25	0,35	0,06
ZnO	0,72	0,26	0,23	0,93	1,68	0,28
K ₂ O	2,22	2,33	2,03	1,80	1,97	2,11
Na ₂ O	0,38	0,44	0,48	0,42	0,50	0,46
TOT/C	0,55	0,09	0,17	0,02	0,02	< 0,02
TOT/S	0,80	0,61	0,34	0,53	0,52	0,55
LOI	-0,30	-1,60	-0,70	-1,10	-1,70	-2,30
suma	92,46	93,48	88,71	74,03	77,05	90,72
Ba	> 50000	> 50000	> 50000	> 50000	> 50000	> 50000
Sr	1516	1110	2216	5120	4755	1879
Pb	2164	1376	947	2303	3243	552
Zn	5758	2073	1827	7502	13451	2210
Cu	763	835	890	868	881	463
Ag	51	47	> 100	107	128	13
Au	4,3	8,4	2,4	0,5	< 0,5	1,5
v.i. _{mod}	0,42	0,46	0,36	0,47	0,53	0,61
log η 800 °C	8,70	8,58	8,32	7,56	7,38	7,54
log η 1 000 °C	5,47	5,36	5,08	4,33	4,16	4,34
log η 1 200 °C	3,47	3,37	3,12	2,44	2,29	2,47

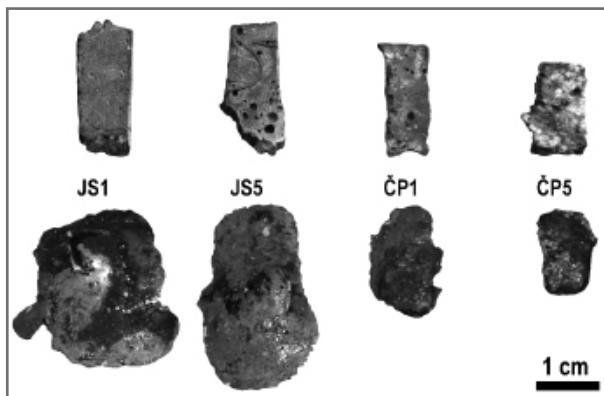
U lokality ČP se setkáváme s velmi variabilními hodnotami Fe₂O₃ (10,0–21,7 hmot. %) a CaO (4,6–9,6 hmot. %) a zároveň průměrně nejvyššími obsahy SiO₂ (55,4 hmot. %). Přítomnost vysokých obsahů Ba je provázána i zvýšením koncentrací Sr (až 0,36 hmot. %) Těžké kovy jsou zastoupeny Pb (až 0,23 hmot. % PbO) a Zn (až 0,95 hmot. % ZnO). Obsahy mědi se pohybují ve stovkách ppm (maximum 974 ppm). Obsahy stříbra silně kolísají (13–128 ppm), obsahy Au nepřesahují 8,4 ppb.

Strusky z JS mají relativně stabilní obsahy SiO₂. Výjimkou je vzorek JS9 (59,4 hmot. %). Obsahy CaO jsou v průměru nejvyšší (8,9 hmot. %). Naopak hodnoty Fe₂O₃ jsou nejnižší s průměrem 13,6 hmot. % (výjimka JS8 22,2 hmot. %). Opět se zde setkáváme s převahou Zn (až 1,68 hmot. % ZnO) nad Pb (0,35 hmot. % PbO). Pozorovat můžeme stejný trend u Sr a Ba jako u strusek z lokality ČP – Sr dosahuje až 5 120 ppm a provází zvýšené obsahy Ba. V rámci obou lokalit se zde setkáváme s nejvyššími obsahy Cu (až 1 859 ppm) a Ag (až 128 ppm).

Celkový chemismus posloužil také pro výpočet indexu viskozity a dynamické viskozity. Index viskozity

představuje na teplotě nezávislou veličinu. Nižší hodnoty odráží vyšší viskozitu a tím pádem nižší efektivitu tavby (lze předpokládat horší oddělení kovu od strusky). U našeho souboru měření se pohybuje $v.i._{mod}$ v intervalu 0,36–0,61. Dynamická viskozita zohledňuje změnu viskozity v závislosti na teplotě. Vypočtené hodnoty $\log \eta$ pro 800 °C (7,38–8,70 Pa*s) se dají velmi přibližně přirovnat k viskozitě odpovídající asfaltu za pokojové teploty. Pro teplotu 1 200 °C byly zjištěny hodnoty $\log \eta$ v rozsahu 2,29–3,47 Pa*s.

Na vzorcích, u kterých byly známé informace o celkovém chemismu, byly provedeny celkem tři pokusné tavby odstupňované po 50 °C. Nejnižší teplota byla zvolena 1 000 °C, která způsobila natavení vzorků JS1 a ČP1. JS5 byl lehce prohnutý a ČP5 zůstal zcela neporušen. Při 1 050 °C byly nataveny JS1 a ČP5. JS5 a ČP1 byly roztaveny. Poslední zvolená teplota (1 100 °C) byla spojená s úplným roztavením všech vzorků až na uzavřeninami křemene bohatý ČP5, ten měl jen otavené hrany (obr. 4).



Obr. 4: Vybrané vzorky před a po hodinovém zahřívání při 1 100 °C.

Fig. 4: Selected samples before and after one-hour-long heating at 1 100 °C.

Diskuze

Zajímavá je sklovitá struktura a zároveň téměř absence (s výjimkou ojedinělých individuí Ba-živce) novotvořených krystalických fází u všech studovaných vzorků strusek. Přitom i v případě rychlého chlazení, jak ukazuje práce Donaldsona (1976), se dá předpokládat alespoň vznik olivínů uspořádaných do spinifexové textury. Je možné, že vysoké obsahy Ba (až 23 hmot. %) ve skle fungovaly jako inhibitor krystalizace. Tomu by odpovídaly i nižší obsahy Ba (maximum 3,7 hmot. % BaO ve skle) společně s přítomností dobře krystalizovaných strusek (až izometrická zrna olivínů) na nedaleké lokalitě Plandry (Kapusta et al. 2012). Absence novotvořených krystalických fází by tak umožňovala snazší průchod vyredukovaného kovu taveninou a tedy i lepší oddělení kovu od strusky. Tomu by odpovídala i nepřítomnost větších sulfidických inkluzí, které jsou na jiných lokalitách běžné (např. Janíčková et al. 2012). Zároveň Ba společně s Ca vytěsňují Pb a Zn

z taveniny, jak dokazují nízké obsahy těchto kovů (maximum 0,35 hmot. % PbO a 1,68 hmot. % ZnO) ve srovnání s jinými lokalitami (např. Manasse – Mellini 2002). Zvýšené obsahy Ba nejsou provázeny zásadní změnou obsahu S (0,34–0,80 hmot. %), ta mohla ovšem odcházet během tavby v podobě oxidů v kouři. Otázkou zůstává, zda bylo přidávání tavidel v podobě barytu do vsázky cílené (viz nalez jámy vyplněné čistým barytovým štěrkem na Starých Horách; Hrubý 2004) nebo zda jsou systematicky vysoké obsahy Ba ve struskách jen odrazem přítomnosti barytu v žilovině zpracovávaných rud.

WDX analýzy skla společně s hodnotami celkového chemismu nabízejí možnost pozorovat, nakolik je chemismus strusek v celém objemu vzorku nehomogenní a jak se liší od průměrného. Vzhledem k tomu, že při stanovování celkového chemismu byl překonán horní limit stanovitelnosti Ba, nastiňují rámcově bodové analýzy skla možné obsahy barya. Pro zvýšené obsahy vápníku je nepochybné zpracování rudy na karbonáty bohatší (až 10,2 hmot. % CaO), případně přidávání tavidel na stejné bázi.

Vypočtené hodnoty $v.i._{mod}$ dosahují v průměru nízkých hodnot, které až téměř vylučují efektivní funkci strusky během tavby za teplotních podmínek dosažitelných tehdejšími metodami. Pro relevantní výsledky by bylo nutné upravit vzorec původně použitý Bachmannem (1982) a upravený Ettlerem et al. (2009) jmenovitě pro každou lokalitu a zohlednit u námi studovaných strusek typické vysoké obsahy Ba. Zároveň by bylo nutné z materiálů bohatších na křemen odstranit všechny křemenné inkluze, které ovlivňují celkový obsah SiO_2 .

Stejně jako u $v.i._{mod}$ i u dynamické viskozity se setkáváme s nadhodnocením vypočítaných hodnot. To je způsobeno tím, že opět nebylo možné zohlednit zvýšené obsahy Ba. Na druhou stranu výhodou je realizace výpočtu bez zahrnutí možných zkreslených obsahů SiO_2 .

Tvrzení, že jsou vypočítané hodnoty $v.i._{mod}$ a dynamické viskozity nereálné, podporují i realizované tavby, kdy v teplotním intervalu 1 050–1 100 °C došlo během 1 h s výjimkou jednoho vzorku ke kompletnímu roztavení všech studovaných strusek. V tomto teplotním intervalu vypočítaná dynamická viskozita přibližně odpovídá například andezitovému–dacitovému magmatu za stejné teploty.

Suma zjištěných těžkých kovů (Pb a Zn), které jsou vázány takřka výhradně ve skle a představují jediné environmentální riziko těchto materiálů, nepřesahuje 2 hmot. procenta. V porovnání s tuzemskými i zahraničními lokalitami se jedná o hodnoty velmi nízké. Zároveň je to (především z pohledu Pb) ukazatelem dobře zvládnuté technologie hutnění.

Poděkování

Studie byla finančně podpořena projekty IGA UP PrF/2012/004 a IGA UP PrF/2013/010. Autoři děkují P. Gadasovi (MU Brno) za asistenci při práci na mikrosondě.

Literatura

- Bachmann, H. G. (1982): The identification of slags from archaeological sites. – University of London, occasional publication No. 6. London.
- Ettler, V. – Červinka, R. – Johan, Z. (2009): Mineralogy of medieval slags from lead and silver smelting (Bohutín, Příbram district, Czech Republic): Towards estimation of historical smelting conditions. – *Archaeometry*, 51, 6, 987–1007.
- Donaldson, C. H. (1976): An experimental investigation of olivine morphology. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 57, 187–95.
- Giordano, D. – Mangiacapra, A. – Potuzak, M. – Russell, J. K. – Romano, C. – Dingwell, D. B. – Di Muro, A. (2006): An expanded non-Arrhenian model for silicite melt viscosity: A treatment for metaluminous, peraluminous and peralkaline liquids. – *Chemical Geology*, 229, 42–56.
- Hrubý, P. (2004): Středověká hornická aglomerace na Starých Horách u Jihlavy. – *Stříbrná Jihlava 2004*, 5–21.
- Janičková, K. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2012): Fázové složení strusek po tavně stříbrných rud na Havlíčkovobrodsku. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 186–189.
- Kapusta, J. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2012): Fázové složení středověkých strusek po tavně Pb-Ag rud z hutnického areálu Plandry u Jihlavy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 190–194.
- Malý, K. (2004): Mineralogické zhodnocení starohorských nálezů. – *Stříbrná Jihlava 2004*, 62.
- Malý, K. – Dobeš, P. – Fojt, B. (2008): Stable isotope and fluid inclusion study of polymetallic mineralization in Jihlava Ore District (Czech Republic). – *Mineralogia – Special Papers*, 32, 111–112.
- Manasse, A. – Mellini, M. (2002): Chemical and textural characterization of medieval slags from the Massa Marittima smelting sites (Tuscany, Italy). – *Journal of Cultural Heritage*, 3, 187–98.
- Pluskal, O. – Vosáhlo, J. (1998): Jihlavský rudní obvod. – *Vlastivědný sborník Vysočiny*, 13, 157–191.
- Ströbele, F. – Wenzel, T. – Kronz, A. (2010): Mineralogical and geochemical characterization of high-medieval lead-silver smelting slags from Wiesloch near Heidelberg (Germany) – an approach to process reconstruction. – *Archaeological and Anthropological Sciences*, 2, 191–215.
- Vosáhlo, J. (2004): Hornická činnost na starohorské dislokační zóně z pohledu historických pramenů. – *Stříbrná Jihlava 2004*, 22–32.

POROVNÁNÍ VÝSLEDKŮ KLASICKÝCH ANALYTICKÝCH METOD S METODOU PŘENOSNÉ RENTGEN-FLUORESCENČNÍ SPEKTROMETRIE NA MAPOVÝCH LISTECH 1 : 25 000 BRNO-SEVER A MOKRÁ-HORÁKOV

Comparison of the results of classical analytical methods with a portable X-ray fluorescence spectrometer in the map sheets 1 : 25 000 Brno-North and Mokrá-Horákov

Ilja Knés¹, Vratislav Pecina², Jan Buda¹, Igor Jan Dvořák³

¹ Česká geologická služba, Geologická 6, 152 00 Praha 5; e-mail: ilja.knesl@geology.cz

² Česká geologická služba, Erbenova 348, 790 01 Jeseník

³ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

(24-41 Vyškov, 24-32 Brno)

Key words: soil geochemistry, portable XRF, accuracy, geo-referenced materials

Abstract

New subchapter Geochemistry of soil cover in the chapter of the Geochemistry examines geochemical character of the forestry soils or soils that are not agriculturally used. For displaying of the results of the geochemical character of soils is best to use contour maps. For creating of contour maps is need for a large number of samples. The conventional laboratory methods of analysis are very expensive and consumed time. In addition to analysis performed conventionally laboratory methods FAAS, HGAAS and stationary XRF, these samples were analysed by the portable XRF spectrometer Alpha 4000 too. An accuracy of the portable XRF measurement was verified in five geo-referenced materials. Method of the portable XRF against to conventional laboratory methods is quick and cheap. Creating of the geochemical maps of soils 1 : 25,000 is needed to cover the whole map sheet regular grid sampling points. The results show that not all elements are measured with the same reliability. Therefore, it is appropriate to measure of the portable XRF to analyse by conventional laboratory methods about 10% of the total number of samples collected to evaluate the reliability the results.

Úvod

Novou součástí Základního geologického mapování území ČR (Pertoldová – Štěpánek 2008) je v rámci geochemické kapitoly (Hanžl et al. 2009) podkapitola Geochemie půdního pokryvu (Kováčik et al. v tisku), která zkoumá geochemický charakter převážně lesních půd nebo půd, které nejsou zemědělsky dlouhodobě využívány. Pro přehledné zobrazení výsledků geochemického charakteru půd je nevhodnější použít izoliniové nebo bodové mapy. Pro tvorbu izoliniových map je však potřeba velké množství vzorků, jejichž analýzy klasickými metodami mokrou cestou jsou značně nákladné. Modernizací a vývojem technologií dochází k značnému zmenšení přístrojů a začínají se vyrábět mobilní verze klasických přístrojů laboratorních. Chemická analýza v tomto směru není výjimkou. Příkladem může být přenosný rentgen-fluorescenční spektrometr (PRFA). Tyto přístroje sice měří chemické složení materiálů orientačně, ale výsledky se blíží reálným hodnotám klasických laboratorních metod. Tato technologie umožňuje měřit v krátkém čase a s nízkými náklady velké množství vzorků.

V tomto článku autoři porovnali výsledky analýz klasických laboratorních metod s metodami vybraných prvků provedené v Centrálních laboratořích ČGS s metodou PRFA.

Metodika

Na území listů Mokrá-Horákov (24-413) a Brno-sever (24-324) bylo celkem odebráno 159 půdních vzorků. Vzorky byly odebírány a připravovány podle platného Metodického pokynu (Kováčik et al. v tisku). Byly odebírány dva půdní horizonty: svrchní (0–3 cm, A horizont) a hlubší půdní horizont (B horizont). Svrchní horizont

Tab. 1: Výrobce odhadované detekční limity PRFA spektrometru Alpha 4000 (Sine, 2003).

Tab. 1: Manufacturer estimated detection limits the PRFA spectrometer Alpha 4000 (Sine, 2003).

Prvek	Detekční limit* (ppm)	Prvek	Detekční limit* (ppm)	Prvek	Detekční limit* (ppm)
Ag	45	Hg	14	Sb	115
As	13	K	250–2 500	Se	9
Ba	50–150	Mn	240	Sn	100
Ca	250–2 500	Mo	10	Sr	13
Cd	50	Ni	70	Ti	1 200
Co	200	P*	1–5	U	10–100
Cr	250	Pb	16	Zn	30
Cu	50	Rb	11	Zr	10
Fe	100	S*	1–5		

Poznámka: *Výsledky jsou uvedeny v %.

Note: * The results are given in %.

byl odebírán v pravidelné síti: 1 vzorek na 2 km². Hlubší půdní horizont byl odebírán jen na vybraných odběrových bodech podle geologické stavby území. Z nejsvrchnějšího horizontu bylo odebráno 117 vzorků a ze spodnějšího horizontu bylo odebráno 42 vzorků. Všechny tyto vzorky byly po odebrání vysušeny, kvartovány a pulverizovány v achátových mlýnech na velikost zrna 0,063 mm.

Kromě analýz provedených klasickými laboratorními metodami v Centrálních laboratořích ČGS na Barrandově: atomovou absorpcí (FAAS: plamenová atomová absorpční spektrometrie, HGAAS: atomová absorpční spektrometrie s generací hydridů) a stacionárním RFA (SRFA), byly tyto vzorky analyzovány i metodou PRFA na spektrometru Alpha 4000 (Innov-X Systems, Woburn, USA). Přístroj má vyšší meze detekce než laboratorní přístroje. Hodnota mezi detekce se liší podle matrice měřeného materiálu.

Tab. 2: Hodnoty spočtené přesnosti měření RPD (podle US EPA 2006) pro vybrané prvky na georeferenčních materiálech půd.

Tab. 2: The values counted accuracy RPD (according U.S. EPA 2006) for selected elements of the georeferenced soil materials.

Název georeferenčního materiálu	Druh: materiál	Výrobce	As: RPD (%)	Cr: RPD (%)	Cu: RPD (%)	Fe: RPD (%)	Mn: RPD (%)	Pb: RPD (%)	Zn: RPD (%)
GXR-2	půda (městská půda)	USA	X	X	-7,89	19,77	30,77	1,01	11,13
GXR-5	půda (B horizont)	USA	-25,00	-11,88	10,45	14,21	51,26	42,86	8,16
GXR-6	půda (B horizont)	USA	4,24	-73,96	-12,12	0,03	20,44	11,88	10,17
SO-2	půda (B horizont)	Kanada	X	X	X	30,97	51,80	50,00	35,65
SO-4	půda (A horizont)	Kanada	5,41	X	-42,86	20,57	34,80	-21,43	13,83
Průměr			-5,12	-42,92	-14,84	16,45	39,57	20,83	16,95

Výrobce udává odhadované meze detekce (tab. 1), které jsou spočteny jako průměrné hodnoty pro různé druhy matric. Jedná se o orientační analýzy, které můžou ukázat na směr dalšího studia.

Měření PRFA spektrometrem jsou prováděna v laboratorních podmínkách za následujících podmínek: doba měření 4 minuty v analytickém módu zeminy. V průběhu měření je hlavice spektrometru pevně fixována v měřicím nástavci. Před vlastním měřením je přístroj standardizován vnějším kovovým standardem dodaným výrobcem.

Přesnost měření PRFA byla ověřena podle US EPA (2006) na pěti georeferenčních materiálech půd. Přesnost měření je vyjádřena relativním procentuálním rozdílem (RPD). Výsledky jsou zapsány v tabulce 2. Záporné hodnoty RPD znamenají, že testovaná metoda má oproti „certifikované“ metodě hodnoty vyšší, naopak kladné hodnoty znamenají u testované metody hodnoty nižší. Přesnost měření PRFA spektrometru (US EPA 2006) pro každý měřený prvek byla roztržena na základě absolutních hodnot do následujících kategorií: vynikající pro ($|RPD| < 10$), dobrá ($10 < |RPD| < 25$), reálná ($25 < |RPD| < 50$) a špatná ($50 < |RPD|$).

Průměry RPD georeferenčních materiálů ukazují vynikající výsledky pro As, dobré pro Cu, Fe, Pb a Zn a reálné výsledky pro Cr a Mn.

Základní charakteristika území

Geologická stavba zájmového území je složitá, protože je odrazem vývoje na styku Českého masivu a Západních Karpat. Západní Karpaty jsou zastoupeny neogenními sedimenty karpatské předhlubně. Byly zde zjištěny sedimenty eggenburgu až spodního badenu, litologicky převažují psamity a pelity. Plošně nejrozšířenější i nejmocnější jsou spodnobadenské sedimenty. Karpatská předhlubeň je oddělena systémem okrajových zlomů karpatské předhlubně od Českého masivu (Gilíková – Hladil eds 2010).

Český masiv, který je geologicky pestřejší, tvoří většinu zájmového území. Je zastoupen od Z k V horninami brunovistulika, na nichž spočívají varisky zvrásněné sedimenty moravskoslezského paleozoika. Nejstarší jednotkou je brunovistulikum reprezentované brněnským masivem. Brněnský masiv je od Z k V členěn na západní granodioritovou oblast, dioritovou zónu, metabazitovou zónu a východní granodioritovou oblast (Hanžl – Melichar 1997).

Moravskoslezské paleozoikum ležící na brněnském masivu je zastoupeno horninami vývoje Moravského krasu a drahanského kulmu (Gilíková – Hladil eds 2010, Hanžl ed. 2011).

Geologický obraz zájmového území doplňují relikty mezozoického platformního pokryvu ležící diskordantně na brunovistuliku i zvrásněném paleozoiku. Kvartérní sedimenty, které mají charakter usazenin akumulacních oblastí, převažují v morfologických sníženinách.

Převládajícím typem půdy je kambizem, která se vyskytuje v oblastech s granodiority v podloží brunovistulika i na sedimentech kulmského vývoje na Drahanské vrchovině. Na vápnitěm podloží v oblasti Moravského krasu se vyskytuje hlavně rendzina a pararendzina, méně často luvizem. Na sprašových hlínách a spraších se vytvořila hnědozem, která je rovněž vázána na j. svahy Drahanské vrchoviny. V nižších polohách v brněnské kotlině je rozšířena černozem (Gilíková – Hladil eds 2010, Hanžl ed. 2011).

Výsledky

Přesnost měření vyjádřeného pomocí RPD byla spočtena i na všech vzorcích odebraných na listech Mokrý-Horákov a Brno-sever (tab. 3). Přesnost měření na reálných vzorcích se značně liší od RPD spočtených na georeferenčních materiálech.

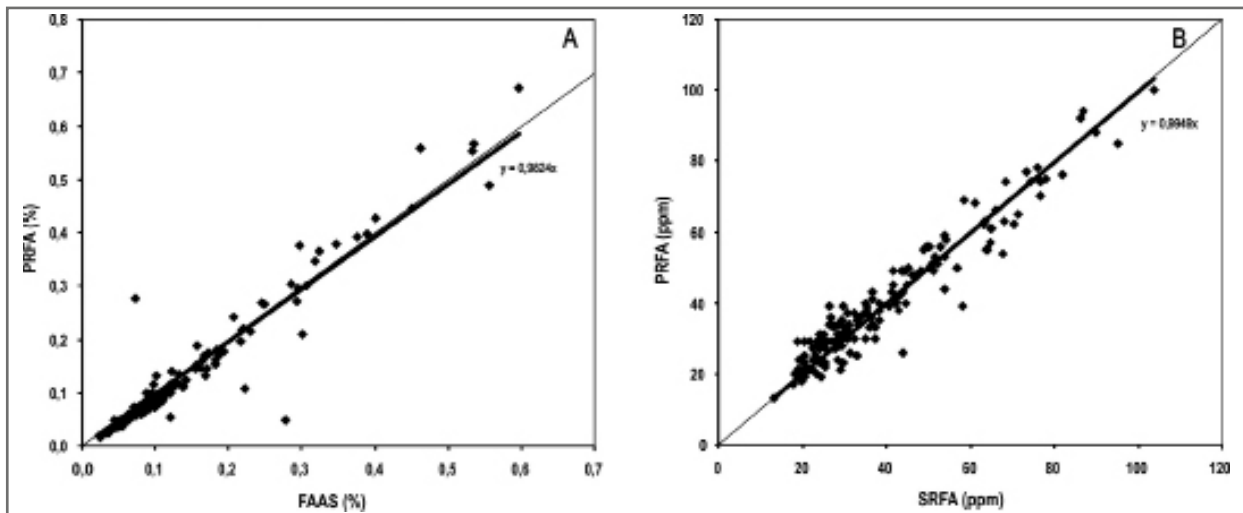
Tab. 3: Hodnoty přesnosti měření RPD, spočtené podle US EPA (2006) pro vybrané prvky na všech vzorcích ze studované oblasti.

Tab. 3: Values of accuracy RPD counted according U.S. EPA (2006) for selected elements in all samples from the study area.

Název vzorku	druh: materiál	As: RPD (%)	Ca: RPD (%)	Cr: RPD (%)	Cu: RPD (%)	Fe: RPD (%)	K: RPD (%)	Mn: RPD (%)	Pb: RPD (%)	Zn: RPD (%)
BW078A	půda (B horizont)	-32,53	24,37	48,19	25,71	19,01	41,05	21,57	24,24	26,32
BW120A	půda (B horizont)	X	29,31	X	10,39	18,29	29,19	23,64	0,00	22,35
Průměr BW (A horizont)		-125,13	24,60	28,30	14,77	13,56	46,52	7,17	-2,22	17,46
Průměr BW (B horizont)		-88,95	36,80	37,95	-30,10	19,05	47,07	20,23	-6,74	21,78
Průměr BW (A i B horizonty)		-116,42	27,82	30,42	-19,47	15,01	46,66	10,62	-3,41	18,60

Poznámka: Průměr BW (A horizont) – průměrná hodnota RPD spočtená ze všech vzorků odebraných z A horizontu; Průměr BW (B horizont) – průměrná hodnota RPD spočtená ze všech vzorků odebraných z B horizontu; Průměr BW (A i B horizonty) – průměrná hodnota RPD spočtená ze všech odebraných vzorků.

Note: Average BW (A horizon) – RPD calculated using the average value of all samples collected from the A horizon; Average BW (B horizon) – RPD calculated using the average value of all samples collected from the B horizon; Average BW (A and B horizons) – average RPD counted value of all the samples.



Obr. 1: Srovnání měření koncentrací Mn (A) metodou FAAS a Pb (B) metodou SRFA v Centrálních laboratořích ČGS a metodou PRFA. Černá tenká linka představuje přímkou 1 : 1.

Fig. 1: Comparison of measuring concentrations of Mn (A) by the FAAS and Pb (B) by the SRFA in the Central laboratory CGS with the PRFA method. Thin black line represents the 1 : 1 line.

Všechny vzorky ze studovaného území byly měřeny s továrním nastavením PRFA spektrometru. Porovnání výsledků z Centrálních laboratoří a metody PRFA ukazuje obrázek 1, na kterém je spočtena rovnice spojnic trendu (lineární; $y = ax + b$, kde $b = 0$), přímkou 1:1 ukazuje ideální průběh spojnice trendu. Pro každý sledovaný prvek byl spočten Pearsonův korelační koeficient (r^2), mezi metodami prováděnými v Centrálních laboratořích a metodou PRFA. Spolu se směrnici přímkou (a) z rovnice spojnic trendu nám dávají tyto dva výsledky dobrou představu o spolehlivosti sledované metody. Metoda, která má být považována za přesnou, musí mít r^2 větší než 0,9 a směrnici přímkou v rozmezí mezi 0,75 a 1,25. Tabulka 4 ukazuje výsledky u námi sledovaných prvků.

Výsledkem měření vzorků jsou mapy distribucí prvků, ze kterých je možné vycházet pro následné interpretace, jak environmentální, vyznačení potenciálních míst pro vyhledávání rudních surovin, a další. Obrázek 2 ukazuje distribuci Mn metodou FAAS (obr. 2A), metodou PRFA (obr. 2B) a distribuci Pb metodou SRFA (obr. 2C) a metodou PRFA (obr. 2D), na mapových listech Mokrý–Horákov a Brno-sever. Z obrázků je vidět zřetelná podobnost výsledků klasických laboratorních metod s metodou PRFA.

Závěr

Klasické analytické metody jsou časově a finančně náročné. Analýzy metodou PRFA jsou proti klasickým laboratorním metodám rychlé a finančně nenáročné. Při vytváření geochemických map půdního pokryvu 1 : 25 000 je potřeba celý mapový list pokrýt pravidelnou sítí odběrových bodů. Čím hustší je tato síť, tím jsou přesnější i konstruované izoliniové mapy. V současné době je vzhledem k finanční nákladnosti chemických analýz odebráno přibližně 60 bodů na mapový list. S použitím metody PRFA jako základního skríningu je možné odebrat větší počet vzorků půd na mapový list a poříditi tak mapy distribucí kovů mnohonásobně levněji a je možné se zaměřit na detaily, které se ukáží v průběhu mapování.

Z výsledků vyplývá, že ne všechny prvky jsou měřeny se stejnou spolehlivostí. Proto je vhodné změřit klasickými analytickými metodami cca 10 % z celkového odebraného množství vzorků a tím ověřit spolehlivost výsledků PRFA. Následně je možné pro přesnější měření použít korekce pro daný druh materiálu. Ten se dá vypočítat a pro sledovaný prvek zaměnit za tovární nastavení přístroje. Touto korekcí se naměřené výsledky metodou PRFA blíží reálným hodnotám získaným klasickými laboratorními metodami.

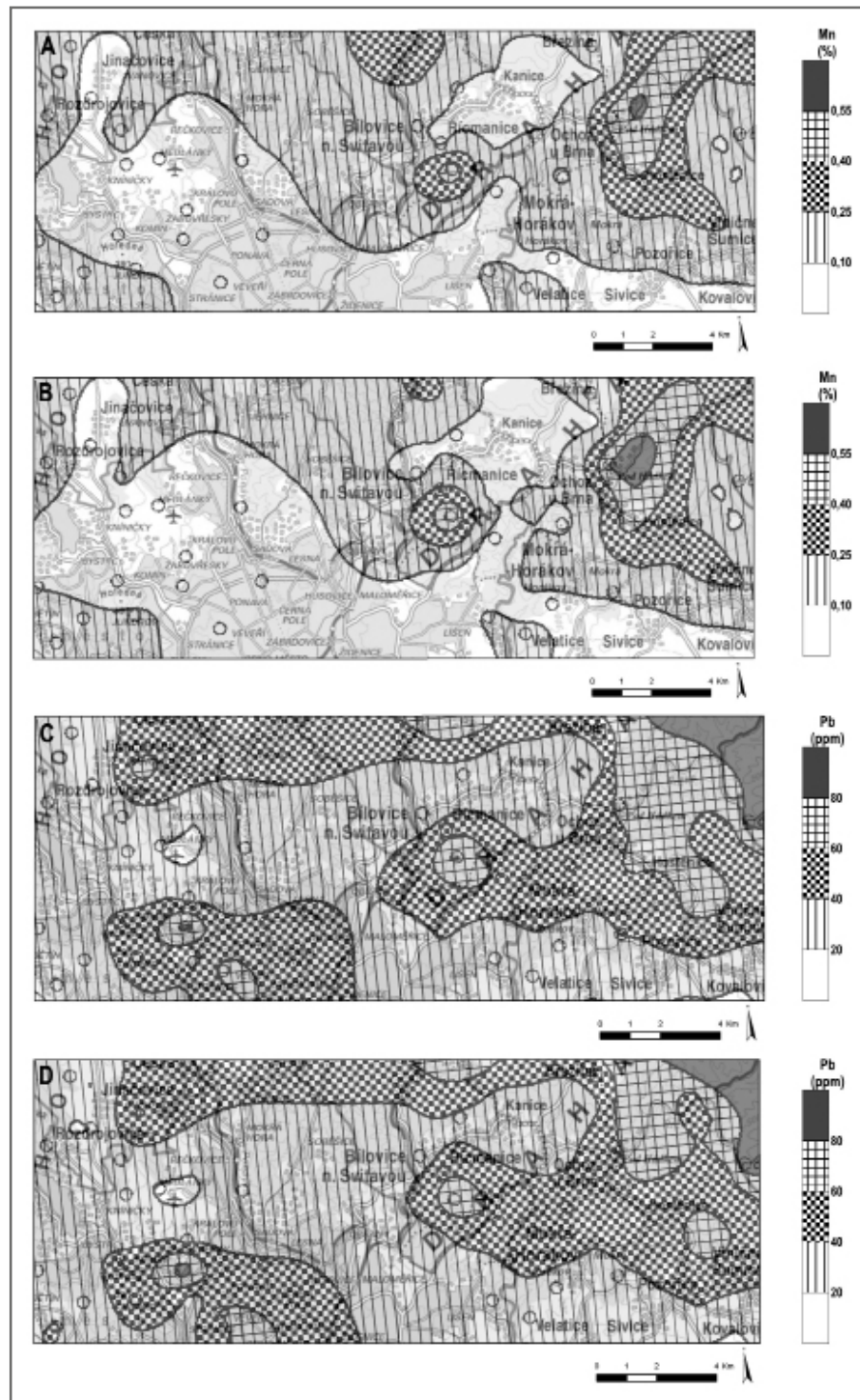
Rozpor mezi měřením As metodou PRFA v georeferenčním materiálu (tab. 2) a reálných vzorků ze studované oblasti (tab. 3), je možné vysvětlit druhem rozkladu vzorků, specifickým složením reálných vzorků, analytickou chybou klasických metod (HGAAS), případně analytickou chybou PRFA spektrometru. V případě, že se jedná o konstantní analytickou chybu PRFA spektrometru, můžeme ji napravit korekčním faktorem pro příslušný prvek.

Tab. 4: Pearsonův korelační koeficient (r^2) a směrnice rovnice spojnic trendů (a) mezi metodami používanými v Centrálních laboratořích ČGS a metodou PRFA pro sledované prvky.

Tab. 4: Pearson's correlation coefficient (r^2) and the equation of trendline (a) between the methods used in the Central laboratories of the CGS and the PRFA method for monitored elements.

Prvek	K	Ca	Cr	Mn	Fe	Cu	Zn	As	Pb
Metoda CL ČGS	FAAS	FAAS	SRFA	FAAS	FAAS	SRFA	SRFA	HGAAS	SRFA
r^2	0,8992	0,9805	0,8256	0,9637	0,9762	0,8306	0,9635	0,3767	0,9622
a	0,5268	0,7293	0,6723	0,9824	0,8264	1,0256	0,8386	1,8601	0,9949

Poznámka: CL ČGS – Centrální laboratoře ČGS.
 Note: CL CGS – the Central Laboratories of the CGS.



Obr. 2: Porovnání mapy distribuce Mn metodou FAAS (A) a metodou PRFA (B) a mapy distribuce Pb metodou SRFA (C) a metodou PRFA (D). Distribuce prvku v půdním A horizontu je vykreslena izoliniemi. Distribuce prvku v půdním B horizontu je vykreslena bodově (zvýrazněna černým kolečkem).
 Fig. 2: Comparison maps of the Mn distribution by the FAAS method (A) and the PRFA method (B) and the maps of the Pb distribution by the SRFA method (C) and the PRFA method (D). Distribution of elements in the A soil horizon is drawn by contour lines. Distribution of elements in the B soil horizon is plotted like a point (highlighted by a black circle).

Poděkování

Článek vznikl v rámci interního úkolu ČGS č. 390003 Základní geologické mapování 1 : 25 000 v oblasti brněnské aglomerace.

Literatura

- Gilíková, H. – Hladil, J. (eds) – Bubík, M. – Černý, J. – Buriánek, D. – Dvořák, I. – Faměra, M. – Havíř, J. – Hrdličková, K. – Kalvoda, J. – Konečný, F. – Kociánová, L. – Kováčik, M. – Kryštofová, E. – Krumlová, H. – Kumpán, T. – Kuncová, E. – Maštera, L. – Melichar, R. – Müller, P. – Nehyba, S. – Otava, J. – Pecina, V. – Pecka, T. – Tomanová Petrová, P. – Poul, I. – Poullová, D. – Rez, J. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Slobodník, M. – Šikula, J. – Šrámek, J. – Večeřa, J. – Vít, J. – Weiner, T. (2010): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR list 24-413 Mokrý-Horákov. – MS ČGS, Praha.
- Hanžl, P. – Melichar, R. (1997): The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane? – *Krystalinikum*, 23, 33–58.
- Hanžl, P. – Čech, S. – Čurda, J. – Doležalová, Š. – Dušek, K. – Gürtlerová, P. – Krejčí, Z. – Kycl, P. – Man, O. – Mašek, D. – Mixa, P. – Moravcová, O. – Pertoldová, J. – Petáková, Z. – Petrová, A. – Rambousek, P. – Skácelová, Z. – Štěpánek, P. – Večeřa, J. – Žáček, V. (2009): Směrnice pro sestavení Základní geologické mapy České republiky 1 : 25 000. – MS ČGS, Praha.
- Hanžl, P. (ed.) – Baldík, V. – Bubík, M. – Buriánek, D. – Dolníček, Z. – Dvořák, I. – 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. (2011): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000 24-324 Brno-sever. – MS ČGS.
- Kováčik, M. – Franců, E. – Geršl, M. – Gürtlerová, P. – Hanžl, P. – Hrdličková, K. – Janoušek, V. – Krumlová, H. – Knésl, I. – Majer, V. – Pecina, V. (v tisku): Metodické pokyny ke Směrnici pro sestavení Základní geologické mapy ČR 1 : 25 000, IV Geochemie. – MS ČGS.
- Pertoldová, J. – Štěpánek, P. (2008): Základní geologické mapování České republiky 1 : 25 000, 2008-2014, číslo úkolu 390000. – Projekt ČGS, 103 s.
- Sine (2003): Innov-X Systems Soil Analyzers – Estimated Lower Detection Limits of Metals in Soil. – Innov-X Systems Ltd., Woburn, USA, 1 s.
- U.S. EPA (2006): XRF technologies for measuring trace elements in soil and sediment. Niton XLt 700 Series XRF Analyzer. – Innovative technology verification report EPA/540/R-06/004. MS US EPA, Washington, 197 pp.

TRANSFORMACE BENTONITU PŘI INTERAKCI S VODOU

Bentonite transformation during its interaction with water

Veronika Kubcová, Josef Zeman, Dana Hanuláková

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 327653@mail.muni.cz

Key words: bentonite, water, substrate, transformation, geochemical modeling

Abstract

Bentonite is a clayey rock, which is planned to be used as an engineer barrier at building a deep storage of nuclear waste. The bentonite sample from the deposit Rokle and two reacting media, both natural and synthetical waters, were used for the experimental study of the mineral stability in aqueous environment at temperature of 95 °C. From experimental data, changes of chemical composition of the system were quantified. Based on the program Geochemist's Workbench®, the model of bentonite-water interaction was derived. Major changes in the composition of water takes place during the first three months and the composition of water has very little effect on stability and properties of bentonite.

Úvod

Jaderný odpad je radioaktivní materiál, který nemá další vhodné využití. Proto je potřeba se zabývat jeho finálním uložením a zabezpečením. Izolování odpadu v hlubinném úložišti je založeno na multibariérovém principu. Celý systém se skládá ze dvou základních částí. První část je přírodní bariéra, což je geologické prostředí. Druhou částí je inženýrská bariéra, což je vícevrstvá bariéra obsahující bentonit kolem kontejneru s odpadem. Bentonit je reziduální, nepřemístěná jílovitá hornina, tvořená smektity s vysokou sorpční schopností, vysokou hodnotou kationtové výměnné kapacity, značnou expandabilitou a plastičností (Acros et al. 2006). Na složení se podílejí i akcesorické minerály jako jsou křemen, živce, sulfidy (pyrit), sádrovec a karbonáty, kde je nejvíce zastoupen kalcit (Acros et al. 2003). Tyto minerály mohou mít zásadní vliv na přeměnu bentonitu a mohou následně ovlivnit transport radionuklidů v případě poškození kontejneru (Karnland et al. 2006). Bentonit by měl zabránit pronikání vody do úložiště a zároveň sorbovat radioaktivní izotopy

v případě porušení kontejneru a jejich úniku do okolního prostředí. Z tohoto hlediska je rozhodující dlouhodobá stabilita bentonitu a stálost jeho minerálního prostředí. Cílem práce bylo (1) vyhodnocení změn chemického složení vody a bentonitu při jejich vzájemné interakci a (2) určení hlavních procesů přeměny bentonitu při této interakci.

Metodika

Jako substrát byl vybrán čistý bentonit z lokality Rokle (bentonit Rokle). Tento bentonit (tab. 1) má relativně vysoký podíl hliníku a trojmocného železa. Jako roztoky byly použity dva typy vody (tab. 2): (1) přírodní podzemní voda ze štoly Josef (Podzemní laboratoř Josef, kterou provozuje Centrum experimentální geotechniky, Fakulta stavební, ČVUT, označena jako voda Josef) a (2) syntetická voda se zvýšeným obsahem draslíku (označena jako voda VŠCHT). Voda Josef má výrazně vyšší celkovou mineralizaci a vyšší koncentrace všech složek s výjimkou draselných a chloridových iontů. Těmito složkami jsou u syntetické vody VŠCHT vytvořeny vyšší hnací síly na přeměnu montmorillonitu.

Čtyři kg bentonitu byly pečlivě promísěny se 3 litry příslušné vody a vzniklá suspenze byla uzavřena v ocelové nádobě a zahřátá na teplotu 95 °C. Experiment probíhal po dobu osmnácti měsíců, postupně byly odebírány vzorky nasyceného bentonitu po 3, 6, 12 a 18 měsících pro analýzu.

Z experimentálních dat byly vytvořeny časové závislosti fyzikálně-chemických parametrů a koncentrací vybraných složek vod a bentonitu. Pro geochemické modelování bylo využito modulů React a Act programu Geochemist's Workbench® 7.0 (Bethke a Yeakel 2008).

Výsledky a jejich diskuze

Hodnota pH se v průběhu experimentu u vody Josef výrazně neměnila. Hodnoty pH ve vodě Josef se pohybova-

Tab. 1: Základní chemická analýza bentonitu Rokle.

Tab. 1: Basic chemical analysis of bentonite Rokle.

Před interakcí					
složka	původní hmot. %	bez vody hmot. %	složka	původní hmot. %	bez vody hmot. %
-H ₂ O	9,83		MgO	2,13	2,36
+H ₂ O	6,71	7,43	K ₂ O	0,94	1,04
SiO ₂	43,72	48,44	Na ₂ O	0,26	0,29
TiO ₂	4,17	4,62	Li ₂ O	0	0
Al ₂ O ₃	13,85	15,35	S	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	14,47	16,03	CO ₂	0,25	0,28
FeO	0,11	0,12	P ₂ O ₅	0,83	0,92
MnO	0,14	0,16	C	0	0
CaO	2,66	2,95	Celkem	100,08	100

m – čas interakce v měsících

Tab. 2: Složení sytících médií Josef a VŠChT v průběhu jejich interakce s bentonitovým substrátem Rokle.

Tab. 2: Composition of water media Josef a VŠChT during their interaction with bentonite substrate Rokle.

		Voda Josef					Voda VŠCHT				
		počátek	3 m	6 m	12 m	18 m	počátek	3 m	6 m	12 m	18 m
Mg ²⁺	mg·l ⁻¹	32,9	18,7	18,3	9,2	18,5	5,1	18,4	18,1	9,3	23,4
Ca ²⁺	mg·l ⁻¹	85,3	82,7	86	44,9	89,4	14,8	89,4	90,4	43,5	104
K ⁺	mg·l ⁻¹	3,0	12,3	15,1	6,7	12,8	108,3	19,1	11,8	9,7	18
Na ⁺	mg·l ⁻¹	14,7	40,9	37,0	23,3	43,1	5,5	33,3	36,5	18,6	40,7
SiO ₂	mg·l ⁻¹	0	65,8	68,2	23,6	38,7	0,0	59,0	67,5	33,6	39,3
Cl ⁻	mg·l ⁻¹	10,5	24,7	26,6	16,2	34,0	42,5	49,6	56,2	36,5	67,4
SO ₄ ²⁻	mg·l ⁻¹	165	192,2	193,5	82,3	227,6	133,3	186,5	176,2	90,1	181,7
HCO ₃ ⁻	mg·l ⁻¹	233	163,7	145,3	118,4	150,9	11,8	163,7	162,1	118,4	109,1
pH titr			8,2	7,6	7,8	8,2		8,0	7,7	7,8	8,0
pH			7,5	7,7	7,6	7,5		7,7	7,9	7,5	7,2
Eh ⁺	mV		208,0	124,0	87,0	159,5		185,5	129	174,8	169,7
Eh	mV		415,0	331,0	294,0	366,5		392,5	336	381,8	376,7
kondukt.	uScm ⁻¹		706,0	738,0	415,0	803,0		787,0	793,0	421,0	933,0
T	°C		26,7	21,2	25,0	23,0		27,1	21,2	24,8	23,0
TDS	mg·l ⁻¹	544,4	600,9	589,0	324,6	615,1	321,3	619,1	618,9	315,8	584,6
Σ kationů	mekvl ⁻¹	7,7	7,8	7,8	4,2	8,2	4,2	7,91	7,9	4,0	9,4
Σ anionů	mekvl ⁻¹	7,6	7,4	7,2	4,1	8,2	4,2	8,0	7,9	4,1	7,5

m – čas interakce v měsících

Tab. 3: Chemické složení bentonitového substrátu Rokle v průběhu jeho interakce se sytícími médii Josef a VŠChT.

Tab. 3: Chemical composition of bentonite substrate Rokle during its interaction with water media Josef and VŠChT.

prvky	hmot. %	Po interakci s vodou Josef					Po interakci s vodou VŠChT				
		3 m	6 m	12 m	18 m	3 m	6 m	12 m	18 m		
H	0,83	0,81	0,87	0,89	0,86	0,8	0,86	0,87	0,87		
Si	22,64	22,39	22,34	22,5	22,58	22,33	22,52	22,62	22,54		
Ti	2,77	2,81	2,79	2,77	2,83	2,77	2,76	2,77	2,80		
Al	8,12	7,95	7,82	7,83	7,88	8,02	7,86	7,86	7,88		
Fe ^{III}	11,21	12,03	11,89	11,7	11,55	11,9	11,67	11,67	11,8		
Fe ^{II}	0,09	0,08	0,02	0,04	0,09	0,10	0,05	0,04	0,08		
Mn	0,12	0,15	0,13	0,12	0,12	0,14	0,12	0,12	0,13		
Ca	2,11	1,99	2,39	2,25	2,78	2,26	2,31	2,2	2,05		
Mg	1,42	1,45	1,31	1,35	1,02	1,41	1,31	1,34	1,36		
K	0,86	0,88	0,84	0,77	0,63	0,89	0,87	0,76	0,80		
Na	0,21	0,22	0,21	0,20	0,17	0,22	0,23	0,21	0,18		
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
S	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01		
C ^{IV}	0,08	0,03	0,03	0,01	0,00	0,04	0,03	0,01	0,01		
P	0,4	0,42	0,41	0,41	0,42	0,42	0,41	0,4	0,42		
C ⁰	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
O	49,11	48,78	48,96	49,16	49,02	48,70	49,00	49,12	49,07		
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		

m – čas interakce v měsících

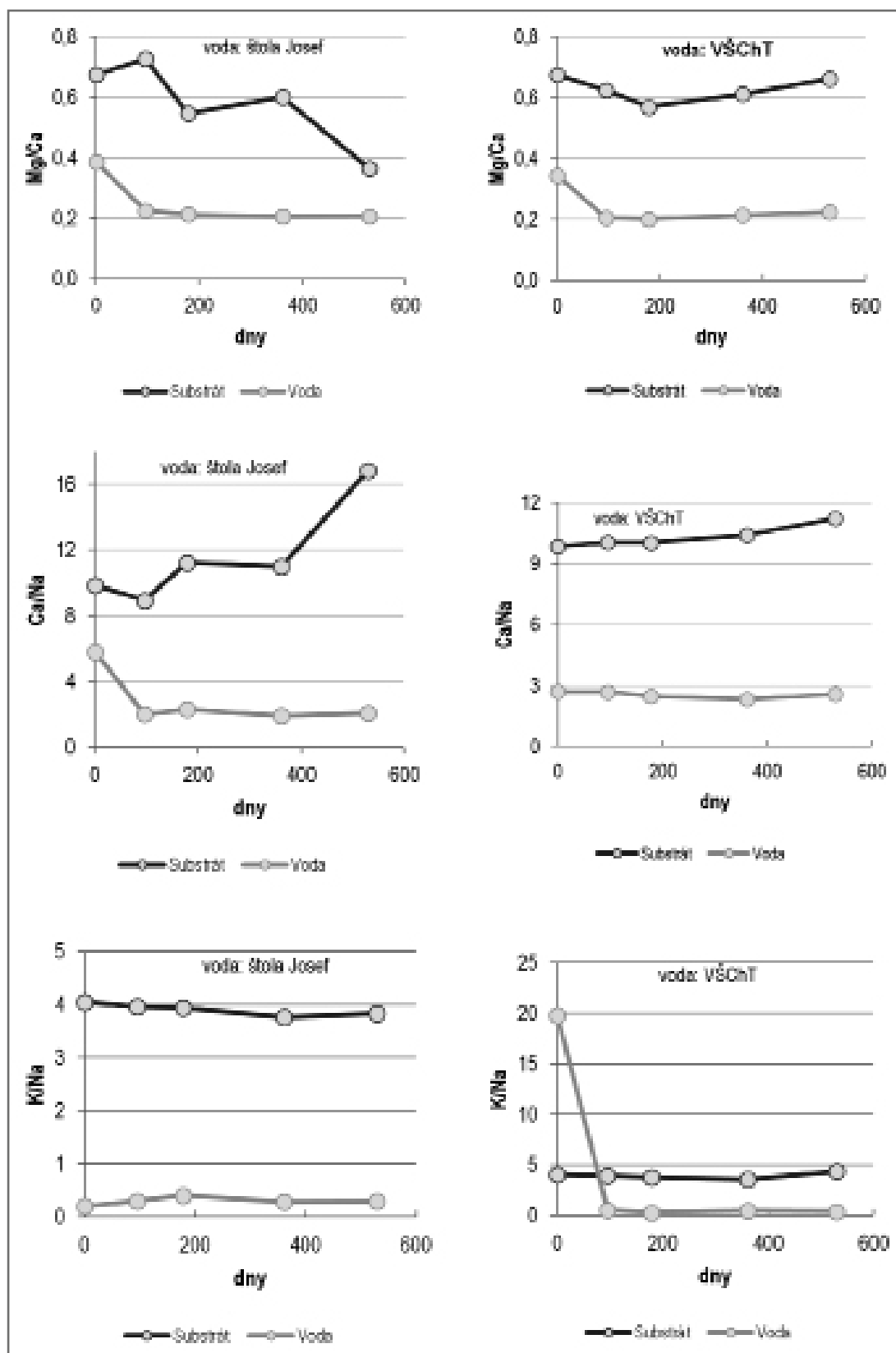
ly v rozmezí 7,51–7,68 a ve vodě VŠCHT v rozmezí 7,20–7,93. Hodnoty oxidačně-redukčního potenciálu Eh ve vodě Josef i ve vodě VŠCHT nejdříve výrazně klesly a následně stouply. Ve vodě Josef se hodnoty Eh pohybovaly v rozmezí 294–415 mV a ve vodě VŠCHT v rozmezí 336–392 mV. Složení vod Josef a VŠChT popsáno v tabulce 2.

Zásadní změny v koncentraci rozpuštěných látek se odehrály v prvních třech měsících interakce. Celko-

vé množství rozpuštěných minerálů bentonitu v prvním půlroce vzrostlo zhruba až na dvojnásobek, na hodnotu kolem 600 mg/l. Vodivost stoupla zhruba o 100 μS/cm. Přechodný pokles koncentrací (tab. 3) může být spojen s rekrystalizací novotvořených malých krystalů, které jsou rozpustnější než krystaly větších rozměrů (Ostwaldovo zrání). Hlavní změny složení vod se při interakci s bentonitem odehrály v průběhu prvních tří měsíců, do půl roku se složení stabilizovalo a v dalším roce docházelo k malému poklesu koncentrací.

Rozhodující změny montmorillonitu a dalších jílových minerálů bentonitu jsou charakterizovány změnou koncentrace a výměnou alkalických kovů a kovů alkalických zemin Na, K, Mg a Ca. Změny se zřetelně projevují na poměru hlavních kationtů Mg/Ca, Ca/Na a K/Na (obr. 1) ve vodě a bentonitu. U bentonitu dochází k výraznému snížení poměru Mg/Ca v obou vodách. U poměru Ca/Na dochází v obou typech vod k poklesu a v substrátu ke zvýšení. Znamená to, že vápník se váže do bentonitu z vody a sodík se uvolňuje. U poměru K/Na v bentonitu s vodou Josef zůstávají poměry v průběhu interakce stabilní. U poměru K/Na bentonitu s vodou VŠCHT dochází ke zvýšení v bentonitu a výraznému snížení ve vodě, draslík se ve srovnání se sodíkem přednostně váže v bentonitu. Složení výsledných vod není primárně určováno množstvím daného prvku v substrátu.

Geochemický model interakce vod Josef a VŠCHT se substrátem je uveden na obrázku 2. Modelové trendy principiálně odpovídají trendům, které byly zjištěny experimentálně. Na základě provedených laboratorních experimentů dochází k přeměně kolem půl hmotnostního procenta bentonitu. Modelování probíhalo tak, že k 1 kg modelové vody byl přidáván substrát a sledovány postupné změny jednotlivých parametrů. Interakce substrátu končí po tom, kdy se voda stane nasycená vůči přidávaným minerálům a při dalším přidávání už pouze roste jejich množství v systému. V průběhu interakce dochází k tomu, že sodné a vápenaté koncové členy montmorillonitové řady jsou nahrazovány jejich hořečnatými a draselnými analogy. Výsledky jsou v každém kroku kontrolovány z hlediska jejich reálnosti a tam, kde jsou k dispozici analytické údaje, jsou s nimi porovnávány. Při interakcích mezi vodou a substrátem se nechá interakce

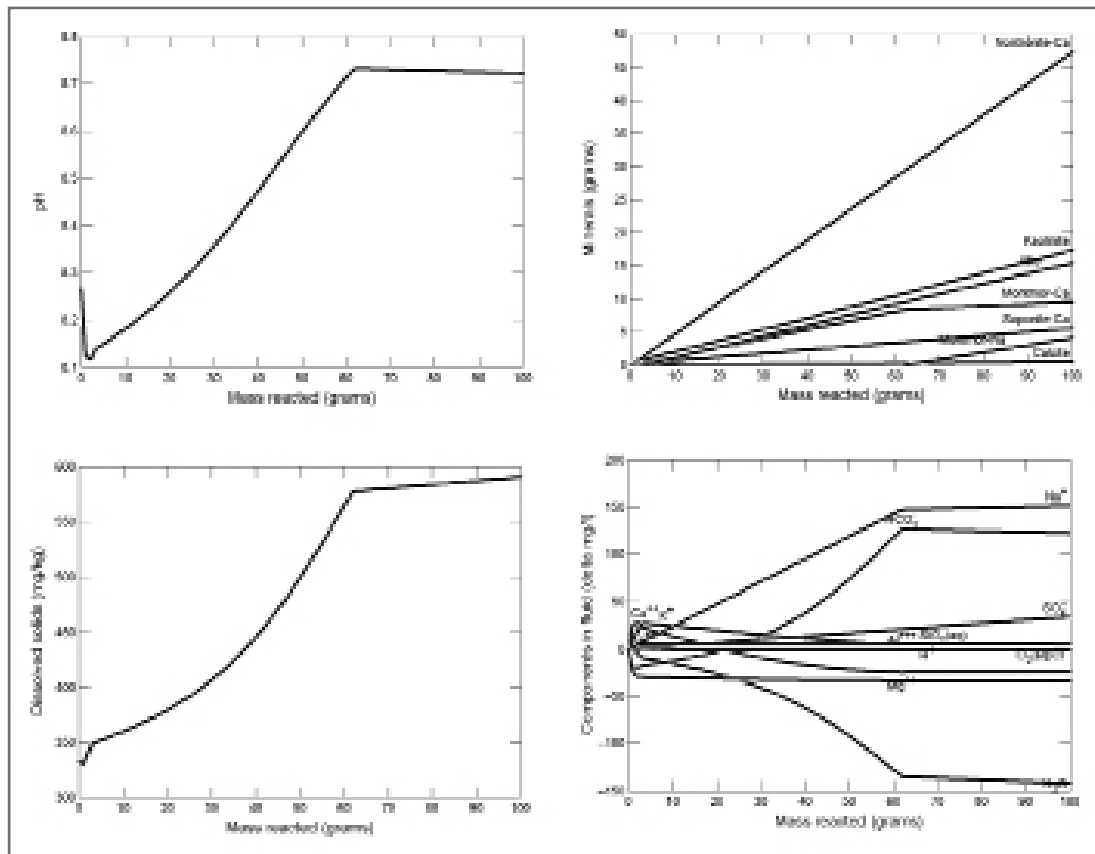


Obr. 1: Změny poměrů Mg/Ca, Ca/Na a K/Na v bentonitu a vodách během vzájemné interakce.
 Fig. 1: Evolution of Mg/Ca, Ca/Na and K/Na ratios in the bentonite – water systems during interaction.

probíhat do stupně pokročilosti reakcí tak, až je dosaženo stabilních podmínek, které se dále nemění (pH, Eh a množství rozpuštěných látek zůstává konstantní).

Závěr

Bentonit byl smíchán s vodou a suspenze se zahřívala až na 95 °C. Interakce mezi bentonitem a vodami je při teplotě 95 °C poměrně rychlá, po třech měsících



Obr. 2: Modelový vývoj pH, minerálního složení pevné fáze, celkové množství rozpuštěných látek (TDS) a koncentrací jednotlivých složek ve vodě v průběhu interakce bentonitu Rokle s vodou Josef.
 Fig. 2: Modeled evolution of pH, mineral composition, TDS and concentrations of aqueous components during interaction of the bentonite sample with the water Josef.

bylo dosaženo relativně stabilního složení bentonitu a vody (voda odpovídající přírodní vodě ze štoly Josef a syntetická voda). Změny v obsazích jednotlivých složek horniny jsou malé. Hlavní změny ve složení vod se při interakcích s bentonitu z hlediska kationtů odehrají v průběhu prvních tří měsíců, do půl roku se složení stabilizuje a v dalším roce už dochází jen k malému poklesu koncentrací spojeného se zráním nově vytvořených minerálů. Složení interagujících vodných médií má jen velmi malý vliv na stabilitu a vlastnosti bentonitu. Pokud je koncentrace některé složky nižší, než odpovídá rovnováze s bentonitem, pak je do vodného prostředí doplněna a naopak. Dochází k vázání vápníku a hořčíku z vod do substrátu, k uvolňování sodíku a draslíků je u vody s jeho vysokou koncentrací vázán do substrátu,

u vody s jeho nízkou koncentrací je naopak do vody ze substrátu uvolňován. Eh a pH nemají patrný vliv na stabilitu substrátu. Také teplota v rozmezí 23–95 °C má jen malý vliv.

Modelové trendy principiálně odpovídají trendům, které byly zjištěny experimentálně a jsou použitelné pro modelování systému i za odlišných podmínek. Studie potvrdila vhodnost bentonitu pro sledované účely.

Poděkování

Provedená studie byla finančně podpořena z Institucionální podpory výzkumu Masarykovy univerzity v roce 2009 a v rámci projektu Správy úložišť radioaktivních odpadů č. 2008/024/Šu.

Literatura

Acros, D. – Bruno, J. – Karnland, O. (2003): Geochemical model of the granite–bentonite–groundwater interaction at Äspö HRL (LOT experiment). – *Applied Clay Science*, 23, 219–228.
 Acros, D. – Grandia, F. – Domenech, C. (2006): Geochemical evolution of the near field of a KBS-3 repository. – SKB TR 06-16, 1–97. Stockholm.
 Bethke, C. M. – Yeakel, S. (2008): *GWB Essentials Guide*. – The Geochemists Workbench Release 8.0. Hydrogeology Program, 1–100, University of Illinois. Urbana.
 Karnland, O. – Olsson, S. – Nilsson, U. (2006): Mineralogy and sealing properties of various bentonites and smectite-rich clay materials. – SKB TR-06-30, 1–117. Stockholm.

JE PROUDĚNÍ VZDUCHU V JESKYNĚ OVLIVNĚNO VENKOVNÍM VĚTREM?

Is the cave airflow influenced by external wind?

Marek Lang, Jiří Faimon

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 309580@mail.muni.cz

(24-23 Protivanov)

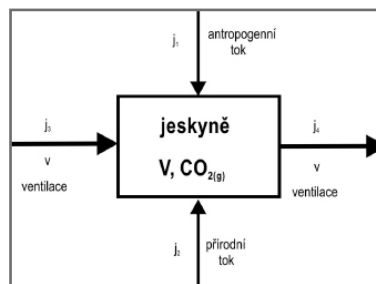
Key words: cave airflow, Císařská Cave, correlation analysis, external wind, spectral analysis

Abstract

Based on the case study in Císařská Cave (Moravian Karst), it was tested the impact of external wind on airflow dynamic. Time series of the cave airflow, external wind, and cave/external temperature (signals) were monitored at the lower entrance of the cave during an upward airflow ventilation mode. The periods of the oscillations in both signals (3.8 to 13.3 minutes in the cave airflow and 5.5 to 9.2 minutes in the external wind) were inconsistent. The correlation between both signals was statistically insignificant. The cross correlation did not show any time shift between both signals. These results rather question the generally presumed impact of external wind on cave airflow.

Úvod

Klíčovou roli při procesech v karbonátovém krasu hraje oxid uhličitý: rozdíl v parciálních tlacích CO_2 (P_{CO_2}) v púdách/epikrasu a v jeskyni je principiální hnací silou růstu speleotém (White 1988, Ford a Williams 2007). Zatímco vysoký P_{CO_2} v púdách/epikrasu zaručuje vysoké nasycení prosakujících vod kalcitem, nízký P_{CO_2} v jeskyni je zodpovědný za odplynění těchto vod (uvolnění „přebytečného“ CO_2). Rozsah odplynění pak určuje stupeň přesycení vod kalcitem a rychlost/rozsah růstu kalcitových speleotém. Okamžitý parciální tlak CO_2 v jeskynní atmosféře představuje stacionární stav, při kterém je suma toků CO_2 do jeskyně vyrovnávána tokem CO_2 ven z jeskyně (Faimon et al. 2006). Vstupní toky CO_2 do jeskyně zahrnují (1) přirozené toky (difuze CO_2 nesaturovanou zónou po puklinách a produkce CO_2 při odplyňování skapových vod) (Bourges et al. 2001) i (2) antropogenní toky (CO_2 vydechovaný návštěvníky jeskyně) (Spötl et al. 2005, Faimon et al. 2006) (obr. 1). Výstupní toky jsou spojeny především s ventilací jeskyně (Faimon a Ličbinská 2010). Intenzita ventilace je dána geometrií jeskyně a rozdíly v hustotách vzduchu v jeskynní a venkovní atmosféře (de Freitas et al. 1982, Spötl et al. 2005). Hustota vzduchu je funkcí více proměnných, z nichž nejvýznamnější je teplota. Proudění vzduchu v jeskyni je pak řízeno diferencí teplot $\Delta T = T_{\text{exteriér}} - T_{\text{jeskyně}}$ (kde $T_{\text{exteriér}}$ je teplota ve vnější atmosféře a $T_{\text{jeskyně}}$ je teplota v jeskyni) (Pflitsch a Piasecki 2003, Kowalczk a Froelich 2010, Faimon et al. 2012). Podle znaménka difference ΔT se mění směry proudění: u dynamických jeskyní lze rozlišit tři různé režimy ventilace (ventilační módy): (1) UAF mód se vzestupným prouděním (upward airflow mode), (2) DAF mód se sestupným prouděním (downward airflow mode) a (3) přechodový mód s neustáleným prouděním (Faimon et al. 2012, Faimon a Lang 2013). Někteří autoři nepochybuji o tom, že proudění vzduchu jeskyní je ovliv-



Obr. 1: Dynamický model CO_2 v jeskynní atmosféře. Symboly j_1, j_2 a j_3 představují toky CO_2 do jeskyně, symbol j_4 představuje tok CO_2 z jeskyně spojený s prouděním vzduchu jeskyní o rychlosti v .

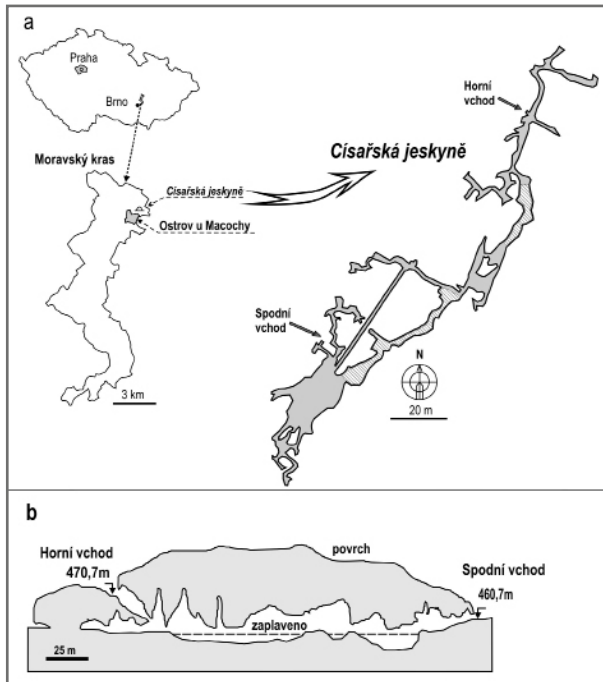
Fig. 1: A dynamic model of CO_2 in cave atmosphere. The j_1, j_2 and j_3 symbols mean CO_2 – fluxes directed into cave. The j_4 symbol means the CO_2 – flux from cave associated with the cave airflow v .

něno venkovním větrem (de Freitas et al. 1982, Kowalczk a Froelich 2010). V závislosti na směru proudění může vítr v principu ovlivňovat ventilaci jeskyně dvěma způsoby. U vchodu, kterým proudí externí vzduch do jeskyně, vítr přispívá k zesílení proudění, naopak u vchodu, kterým vzduch proudí z jeskyně ven, vítr „brzdí“ vystupující vzduch. Teoreticky by se tedy měl vliv větru vzájemným působením na opačných koncích jeskyně rušit. Stále však zůstává řada nevyjasněných faktorů jako jsou časové posuny, orientace směru větru vůči jeskynním vchodům apod. Hlavním cílem této práce bylo základní ověření zda a v jaké míře je proudění vzduchu v jeskyni ovlivňováno venkovním větrem.

Metodika

Místo studia

Studie byla provedena v Císařské jeskyni. Císařská jeskyně je budována ve svrchnodevonských vápencích Macošského souvrství v severní části Moravského krasu v blízkosti obce Ostrov u Macochy (obr. 2a). Jeskyně je tvořena úzkými chodbami spojujícími relativně malé prostory. Celkový objem jeskyně se odhaduje na 11 500 m^3 .



Obr. 2: Císařská jeskyně: a – pozice jeskyně; b – vertikální profil jeskyně.

Fig. 2: The Císařská Cave: a – cave position; b – cave vertical cross-section.

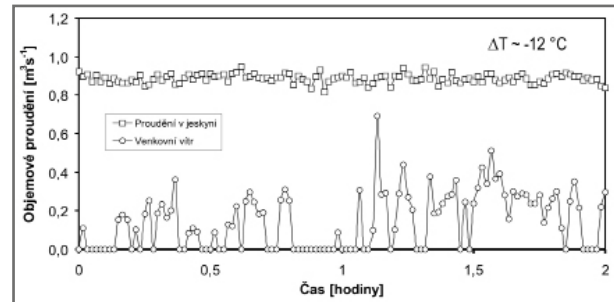
Část jeskyně je zaplavena téměř stagující krasovou vodou. Prostředí jeskyně je upraveno betonovými chodníky a ocelovými můstky přes jeskynní jezírka. Dvě protilehlé části jeskyně, původně zaplavené vodou, byly propojeny štolou. Jeskyně má dva rozdílné položené vchody (s nadmořskou výškou 460,7 a 470,7 m). Jedná se tedy o typický dynamickou jeskyni (obr. 2b). Oba vchody jsou uzavřeny ocelovými dveřmi opatřenými větracími okénky. V současnosti je jeskyně využívána dětskou léčebnou v Ostrově u Macochy ke speleoterapii.

Monitoring

Časové série proudění vzduchu v jeskyni a venkovního větru byly naměřeny u spodního vchodu jeskyně s krokem měření 10 sekund. Proudění vzduchu bylo měřeno v úrovni okénka dveří o rozměrech 20 × 20 cm (celková plocha 0,04 m²). Proudění směrem do jeskyně bylo považováno za kladné. Proudění venkovního větru bylo monitorováno v blízkosti spodního vchodu ve směru kolmém na plochu okénka. Rychlosti proudění vzduchu i venkovního větru byly zaznamenávány termoanemometrem FVA935 TH4 (rozsah rychlostí 0,05 až 2 m·s⁻¹ s rozlišením ±0,04 m·s⁻¹), který byl propojený s dataloggerem ALMENO 2590-4S. Teplota vzduchu v jeskyni a v externí atmosféře byla monitorována dataloggerem COMET S3120 (rozsah teplot -30 až 70 °C s rozlišením ±0,4 °C). Naměřená data byla zpracována v programu STATISTICA verze 10 (Statistica 2013).

Výsledky, analýza dat a jejich diskuze

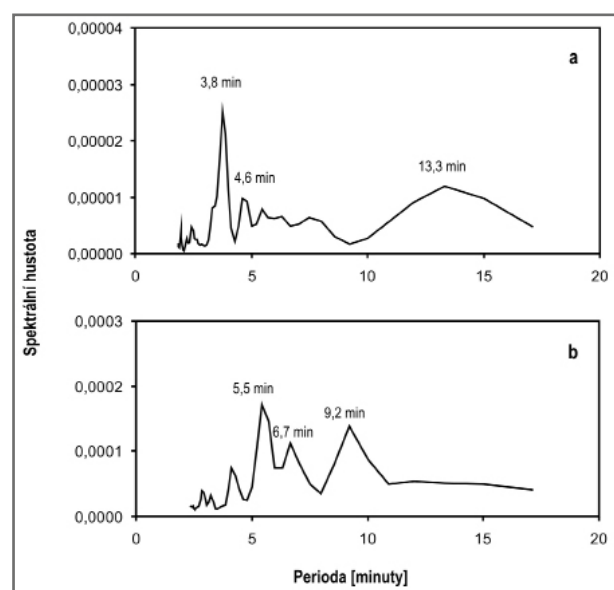
Data ve formě časových řad (dále signály) byla naměřena v lednu 2013. Během měření se jeskyně nacházela v UAF módu – externí vzduch proudil do jeskyně spod-



Obr. 3: Proudění vzduchu Císařskou jeskyní (měřeno v úrovni okénka spodního vchodu) a venkovní vítr (měřeno kolmo na vchod do jeskyně).

Fig. 3: The airflow through the Císařská Cave (measured at the level of the lower entrance window) and external wind (measured perpendicularly to the cave entrance).

ním vchodem a vystupoval z jeskyně horním vchodem. Teplotní rozdíl ΔT mezi externí a jeskynní atmosférou představující hnací sílu proudění v jeskyni se pohyboval mezi -13,0 a -11,9 °C. Rychlost proudění vzduchu měřená v úrovni okénka dveří spodního vchodu se pohybovala kolem $0,89 \pm 0,02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (interval spolehlivosti na hladině významnosti $\alpha = 0,05$). Rychlost proudění externího větru kolísala v rozmezí od 0 do $0,69 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Naměřená data jsou na obrázku 3. Jak je vidět, oba srovnávané signály vykazují odlišný charakter. Externí vítr je charakteristický výraznými fluktuacemi, zatímco proudění vzduchu v jeskyni osciluje kolem průměrné hodnoty jen s malou amplitudou. Pro statistickou analýzu nebyla naměřená data vhodná, protože vykazovala lokální trend. Data byla proto převedena na stacionární odečtením lineárního trendu. Korelační analýza mezi prouděním vzduchu v jeskyni a prouděním externího větru prokázala pouze slabou pozitivní korelaci ($r = 0,04$), statisticky nevýznamnou na hladině významnosti $\alpha = 0,05$. Křížová korelace nepotvrdila žádný časový



Obr. 4: Spektrální analýza dat (Císařská jeskyně, spodní vchod): a – proudění vzduchu v jeskyni; b – venkovní vítr.

Fig. 4: Spectral analysis of the data (Císařská Cave, the lower entrance): a – cave airflow; b – external wind.

posun mezi oběma signály. Spektrální analýza ukázala oscilace s periodami od 3,8 do 13,3 minut u proudění vzduchu jeskyní a od 5,5 do 9,2 minut u venkovního větru (obr. 4). Nalezené frekvence oscilací obou signálů zhruba odpovídají frekvencím naměřeným např. Plummerem (1969) nebo Badinem (2010). Periody oscilací v obou naměřených signálech však nejsou konsistentní. Uvedené výsledky naznačují, že za daných podmínek bylo proudění vzduchu jeskyní na venkovním větru nezávislé.

Závěry

Vliv venkovního větru na ventilaci jeskyně byl studován v Císařské jeskyni v Moravském krasu. Studie přímý vliv větru na proudění vzduchu v jeskyni nepotvrdila. K definitivnímu vyloučení vlivu externího větru na výměnu vzduchu v jeskyni je však nezbytné provést další studie za odlišných podmínek. Tyto výsledky by mohly být inspirativní pro mikroklimatologii, karsologii a paleoekologii.

Poděkování

Práce byla zaštitěna institucionální podporou výzkumu Masarykovy univerzity v roce 2011–2012. Autoři děkují recenzentovi J. Zemanovi za kritické připomínky.

Literatura

- Badino, G. (2010): Underground meteorology – „What's the weather underground?“ – *Acta Carsologica*, 39 (3), 427–448.
- Bourges, F. – Mangin, A. – d'Hulst, D. (2001): Le gaz carbonique dans la dynamique de l'atmosphère des cavités karstiques: l'exemple de l'Aven d'Orgnac (Ardèche). – *Earth and Planetary Science*, 333, 685–692. (in French)
- De Freitas, C. R. – Littlejohn, R. N. – Clarkson, T. S. – Kristament, L. S. (1982): Cave climate: assessment of airflow and ventilation. – *Journal of Climatology*, 2, 383–397.
- Faimon, J. – Lang, M. (2013): Variances in airflows during different ventilation modes in a dynamic U-shaped cave. – *International Journal of Speleology*, In press.
- Faimon, J. – Ličbinská, M. (2010): Carbon dioxide in the soils and adjacent caves of the Moravian Karst. – *Acta Carsologica*, 39 (3), 463–475.
- Faimon, J. – Štelcl, J. – Sas, D. (2006): Anthropogenic CO₂-flux into cave atmosphere and its environmental impact: A case study in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic). – *Science of the Total Environment*, 369, 231–245.
- Faimon, J. – Troppová, D. – Baldík, V. – Novotný, R. (2012): Air circulation and its impact on microclimatic variables in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic). – *International Journal of Climatology*, 32, 599–623.
- Ford, T. D. – Williams, P. W. (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. – Wiley & Sons, Chichester. 562 pp.
- Kowalczyk, A. J. – Froelich, P. N. (2010): Cave air ventilation and CO₂ outgassing by radon-222 modeling: How fast do cave breath? – *Earth and Planetary Science Letters*, 289, 209–219.
- Pflitsch, A. – Piasecki, J. (2003): Detection of an airflow system in Niedzwiedzia (Bear) Cave, Kletno, Poland. – *Journal of Cave and Karst Studies*, 65 (3), 160–173.
- Plummer, W. T. (1969): Infrasonic resonance in natural underground cavities. – *The Journal of the Acoustical Society of America*, 46, 1074–1080.
- Spötl, C. – Fairchild, U. – Tooth, A. F. (2005): Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): Implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 2451–2468.
- Statistica (2013): StatSoft. Dostupné na <http://www.statsoft.com/> [30. 1. 2013].
- White, W. B. (1988): *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. – Oxford University Press, New York, 464 pp.

ZEMĚTŘESENÍ V HRUBÉM JESENÍKU 14. 6. 2012

Earthquake in the Hrubý Jeseník Mts. on 14. 6. 2012

Jana Pazdírková¹, Jan Zedník², Petr Špaček¹, Vratislav Pecina³, Zdeňka Sýkorová¹,
Hana Krumlová¹

¹ Ústav fyziky Země, PFF MU, Tvrdeho 12, 602 00; e-mail: jana.pazdirkova@ipe.muni.cz

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

³ Česká geologická služba, Erbenova 348/1, 790 01 Jeseník

Key words: Hrubý Jeseník Mts., felt earthquake, macroseismic magnitude, local magnitude

Abstract

A sequence of very weak earthquakes was recorded by local seismic stations in Hrubý Jeseník Mts. (NE part of the Czech Republic) in June and July 2012. The strongest event with local magnitude 2.3 on June 14, 2012 at 21:38 UTC was felt by people to 20 km around the epicentre with a macroseismic intensity 3–4° EMS-98. In spite of the fact that calculated focal mechanisms are still missing, the spatial extent of microearthquake epicentres suggests that the local seismicity is co-determined by the activity of the Klepáčov fault and the Sudetic Marginal – Bělá fault system.

Úvod

Severovýchodní část České republiky (Jeseníky, Opavsko, Hornomoravský úval) lze zařadit mezi naše seismicky neaktivnější oblasti. Během 17 let seismického monitorování bylo ze severní Moravy a Slezska detekováno přes 2 600 velmi slabých zemětřesení. Makroseismicky pozorovaná zemětřesení jsou však i v této oblasti velmi vzácná. Ve 20. století byla lidmi pozorována pouze zemětřesení u Opavy v letech 1931, 1934 a 1993 a zemětřesení v Hrubém Jeseníku v letech 1935 a 1986.

Zemětřesení ze 14. 6. 2012 s epicentrem u Alfrédky v Hrubém Jeseníku je významné tím, že je to první makroseismicky pozorované zemětřesení z této oblasti, které bylo zaregistrováno také lokálními seismickými stanicemi. Díky tomu je možné spolehlivě určit polohu ohniska a porovnat magnitudo zemětřesení s makroseismickou intenzitou.

Historická seismická

Ve starších přehledech historických zemětřesení na území České republiky se objevují četné záznamy o zemětřeseních, která postihla tuto oblast (Remeš 1902, Kolářek 1921, Kárník et al. 1958). Pro oblast Jeseníků se první zmínka datuje již k roku 998 (Jurende 1829). U mnoha těchto historických otřesů však lze velmi těžko určit, zda měly ohnisko v Jeseníkách a kde přesně, nebo zda šlo pouze o pocítené otřesy s ohniskem v Polsku, na Slovensku nebo jinde. Moderní revize historických zemětřesení na území České republiky je teprve v počátcích.

Velmi dobře dokumentované je zemětřesení z roku 1935, které „sice nezpůsobilo žádných škod, zato však dosti rozruchu mezi obyvatelstvem“ (Zátopek 1939). Zemětřesení s ohniskem mezi Hanušovicemi a Loučnou nad Desnou ze dne 24. 6. 1935 ve 23:18 hod. středoevropského času bylo nejsilněji pocíteno v Hanušovicích, na Ramzové nebo v Loučné nad Desnou (makroseismická intenzita

5,5° MSK-64). Otřesy byly pozorovány až do vzdálenosti 40 km od epicentra. Souřadnice ohniska byly na základě makroseismických pozorování určeny jako těžiště postižené oblasti do bodu 50° 04' N a 17° 01' E, hloubka byla stanovena na 7,5 km, magnitudo vypočtené z epicentrální intenzity je 4,0 (Kárník et al. 1958).

Lidé mohou mít ještě v paměti sérii zemětřesení z roku 1986, kdy bylo v Hrubém Jeseníku během července až září pozorováno 18 otřesů (Procházková 1994). Nejsilnější otřes ze dne 11. 9. 1986 v 00:17 hod. středoevropského času měl maximální intenzitu 5,5° MSK-64 v Ludvíkově a v Sobotíně a byl pozorován až do vzdálenosti 30 km. Ohnisko otřesu bylo na základě vyhodnocení makroseismických údajů stanoveno mezi Karlov pod Pradědem a Karlovu Studánku (souřadnice 50° 03' N a 17° 15' E) do hloubky 7 km, magnitudo vypočtené z epicentrální intenzity je 4,0 (Procházková 2002). Procházková (1994) uvádí také lokální magnituda určená z analogových záznamů stanice Kašperské Hory (M_L 3,8, epicentrální vzdálenost 273 km) a rakouských stanic Vídeň (M_L 3,8, 210 km) a Kölnbreinsperre (M_L 3,8, 430 km).

Recentní seismická

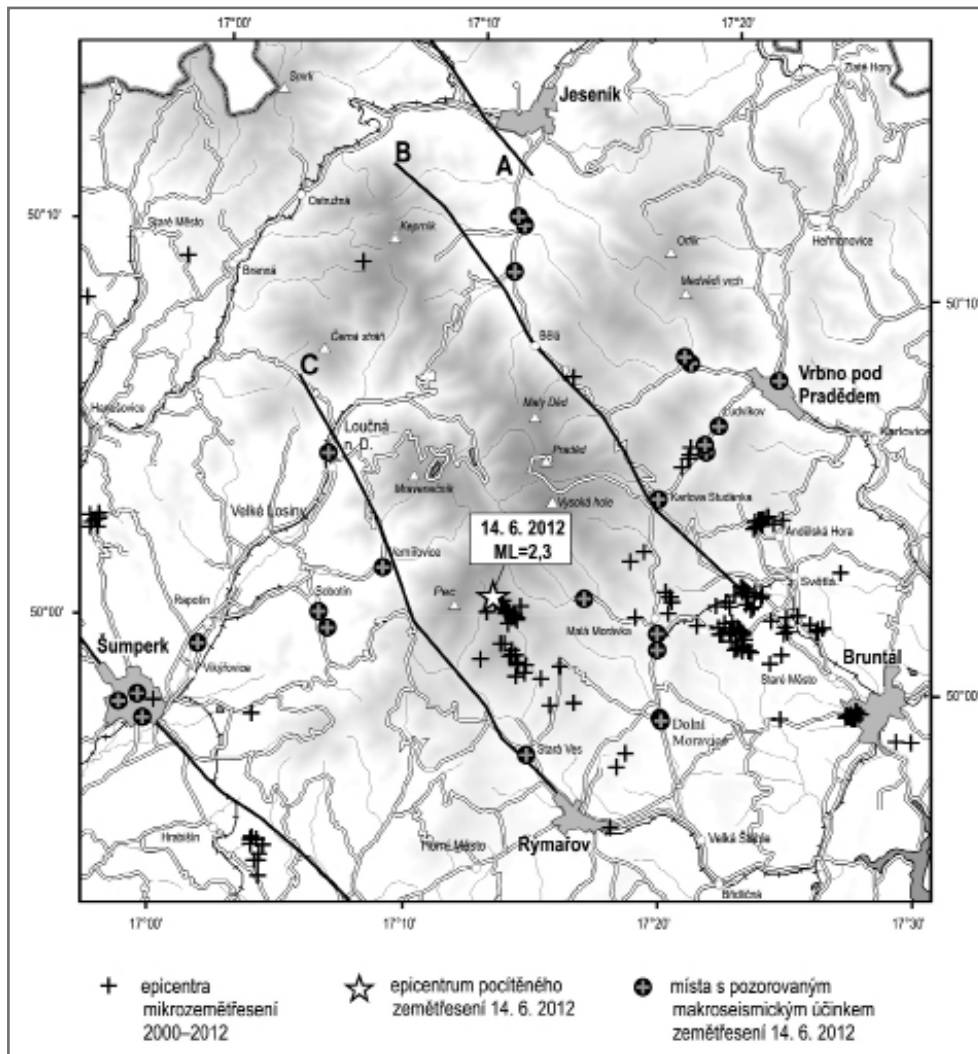
Od roku 1995 je oblast střední a severní Moravy monitorována seismickými stanicemi Ústavu fyziky Země Masarykovy univerzity v Brně (ÚFZ). Počet a rozložení stanic se průběžně mění, detailní informace lze najít na stránce www.ipe.muni.cz/monet. Postupně se přidávaly také seismické stanice provozované Ústavem geoniky a Geofyzikálním ústavem (GFÚ) AV ČR.

Od počátku monitorování do konce roku 2012 bylo v celé severovýchodní části České republiky detekováno 2 600 velmi slabých zemětřesení. Asi 1 000 jevů bylo zaregistrováno na dostatečném počtu stanic a mohlo být lokalizováno. Seismicky aktivní oblast má tvar kosočtverce

a je zhruba omezena spojnici měst Moravská Třebová, Javorník, Opava a Otrokovice. Jihozápadní a severní okraj této oblasti lze spojit se zlomy směru SZ–JV. Oblast je velmi ostře omezena v oblasti zlomového systému na linii Nectava–Otrokovice a méně zřetelně v oblasti bělského zlomu. Východní a západní okraj oblasti má generelně sj. orientaci, k jeho přesnějšímu vymezení zatím chybí dostatek lokalizovaných otřesů. V rámci seismicky aktivní oblasti jsou ohniska umístěna zdánlivě chaoticky, zjevná je však prostorová koincidence dominantního shluku ohnisek a sv. okraje hornomoravského úvalu (Špaček et al. 2011).

Zemětřesení se vyskytují jednotlivě nebo v sekvencích, které mají často charakter seismických rojů. Některé epicentrální oblasti jsou aktivovány opakovaně, některé jevy nebo série jevů se vyskytly pouze jednou za celou dobu měření. Magnituda lokalizovaných jevů se pohybují v rozmezí -1,0 až 2,5. Největší zaregistrovaná zemětřesení měla ohniska v blízkosti Králíků (M_L 2,5), Alfrédky (M_L 2,3) a Šternberka (M_L 2,2). Makroseismicky byl pocíten pouze otřes u Králíků ze dne 28. 3. 2012 (M_L 2,0) jedním pozorovatelem v Loučné nad Desnou a otřes u Alfrédky dne 14. 6. 2012, popsán níže.

Zemětřesení s ohniskem v prostoru Hrubého Jeseníku jsou detailně monitorována od roku 2000 (Sýkorová et al. 2002), bylo sem lokalizováno 280 jevů. V jižní a jihovýchodní části byly jednou nebo opakovaně aktivovány oblasti Hrabíšín, Alfrédka, Suchá Rudná, Rudná pod Pradědem, Karlov pod Pradědem, Karlova Studánka, Andělská Hora, Bruntál (obr. 1), na západě pak prostor jihozápadně od Hanušovic a mezi Hanušovicemi a Králickým Sněžníkem.

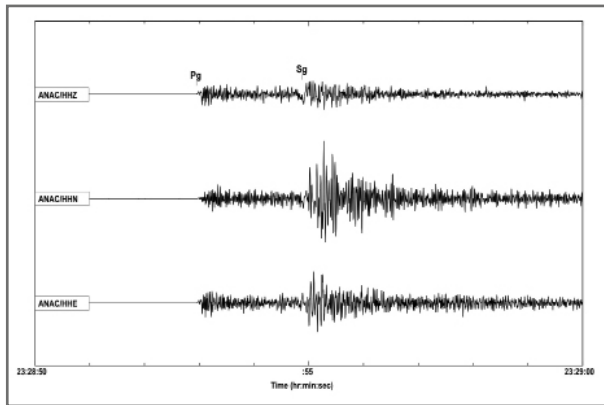


Obr. 1: Mapa epicenter zemětřesení zaregistrovaných stanicemi ÚFZ v období 2000–2012 v oblasti Hrubého Jeseníku. Zvýrazněno je epicentrum pocíteného zemětřesení u Alfrédky 14. 6. 2012, vyznačena jsou také místa pozorování makroseismických účinků tohoto jevu. Významné zlomy: A – okrajový sudetský, B – bělský, C – klepáčovský. Zdánlivě „lineární“ řazení některých epicenter může být ovlivněno nepřesností lokalizace, která je závislá na měnícím se počtu a geometrickém rozložení stanic v průběhu monitorování. Fig. 1: Earthquake epicentres (simple crosses) recorded by stations of the Institute of Physics of the Earth, Masaryk University in Hrubý Jeseník Mts., NE part of the Czech Republic, in 2000–2012. The epicentre of Alfrédka earthquake on June 14, 2012 is highlighted (open star). Macro seismic data points are marked too (circled crosses). Important faults: A – Sudetic marginal fault, B – Bělá fault, C – Klepáčov fault. Linear arrangement of some epicentres could be partly due to location error resulting from changing number and position of seismic stations.

Zemětřesení Alfrédka 14. 6. 2012

Pocítené zemětřesení s epicentrem u bývalé chaty Alfrédka ze dne 14. 6. 2012 bylo součástí série jevů, která začala 2. 6. 2012. V průběhu přibližně jednoho měsíce bylo zaregistrováno 26 různě silných otřesů z této ohniskové oblasti. Ve dnech 2. a 3. 6. 2012 bylo během 17 hodin zaznamenáno 12 jevů s magnitudem až 1,8. Nejsilnější otřes vznikl v druhé fázi série, 14. 6. 2012 ve 23:28:50 hod. středoevropského letního času (obr. 2) a zaregistrovaly jej seismické stanice až do vzdálenosti 330 km. Souřadnice ohniska jsou 50° 01' N a 17° 12' E, hloubka 7 km, lokální magnitudo 2,3. Několik slabších jevů bylo zaregistrováno ještě počátkem července. Ve zbývajících měsících roku bylo detekováno pouze 5 velmi slabých otřesů z této oblasti.

Aplikovaná geologie



Obr. 2: Zemětřesení zaregistrované 14. 6. 2012 ve 23:28 hod. střeoevropského letního času s epicentrem u Alfrédka, magnitudo 2,3. Ukázka signálu na nejbližší stanici Anenský vrch (ANAC), vzdálené 14 km od epicentra.

Fig. 2: Earthquake recorded on June 14, 2012 at 23:28 Central European summer time with epicentre near Alfrédka (Hrubý Jeseník Mts, NE part of the Czech Republic), local magnitude 2.3. Seismogram from the nearest station Anenský vrch (ANAC), epicentral distance 14 km.

Makroseismická pozorování

Zemětřesení ze dne 14. 6. 2012 vyděsilo obyvatele měst a vesnic v Hrubém Jeseníku ve 23:28 hodin střeoevropského letního času. Během ranních hodin následujícího dne se informace o tomto jevu objevila na stránkách Ústavu fyziky Země MU Brno a na internetových zpravodajských serverech. Jejich prostřednictvím byla rozšířena prosba k obyvatelům, kteří jev pocítili, aby vyplnili makroseismický dotazník na stránkách Geofyzikálního ústavu AV ČR nebo podali zprávu o zemětřesení telefonicky nebo e-mailem.

Během dalších dnů bylo shromážděno 26 vyplněných dotazníků, jedna zpráva byla dodána e-mailem. Hlášení jsou z následujících obcí a měst v okruhu přibližně 20 km okolo epicentra (obr. 1), v závorce je uveden počet hlášení: Bělá pod Pradědem (3), Bílý Potok (2), Dolní Moravice (2), Karlov pod Pradědem (1), Karlova Studánka (1), Ludvíkov (3), Malá Morávka (3), Rapotín (1), Rejhotice (1), Sobotín (2), Stará Ves (3), Šumperk (3), Vernířovice (1), Vrbno pod Pradědem (1).

Událost byla většinou popisována jako slabé nebo silné zachvění, zhoupnutí nebo silné zakymácení. Čtyři lidé byli otřesem probuzeni ze spánku. Dveře a okna drnčely (7 hlášení), zavěšené předměty se kývaly (3), malé předměty se posunuly nebo spadly (3), lehký nábytek se zatřásl (6), hladina kapaliny se vlnila (3). Šest pozorovatelů upozorňuje na neklid domácích zvířat. Z Rejhotic, Ludvíkova a Bílého Potoka jsou nahlášeny vlásečnicové trhliny v omítce (4). Z Ludvíkova jsou hlášeny dokonce trhliny v několika nosných zdech a prasklý komín. Většinu hlášení lze ohodnotit stupněm 3 nebo 4 makroseismické stupnice EMS-98 (Grünthal 1998).

Někteří lidé připojili k dotazníku ilustrativní komentář: „Usínala jsem a dům se otrásl jako při nějakém výbuchu. Krátce. Zatřásko se sklo.“ (Dolní Moravice). „Nastaly dvě silné detonace v rychlém sledu cca 1 až 2 sekundy, ale ne ohlušující, spíše tlumené. Doslova jsem pocítil, že se

celá chalupa nadzvedla! Můj první úsudek – byl to výbuch plynu ve sklepě.“ (Dolní Moravice). „Dunění a praskání dveří v zárubních. Pes byl celý večer neklidný a hledal, kam by se schoval.“ (Vikýřovice). „Sousedka si myslela, že se jim sesypalo dřevo.“ (Ludvíkov). „Dutá rána s menším zachvěním.“ (Vrbno pod Pradědem). „Mysleli jsme, že do našeho domu narazilo auto, což už se párkrát stalo“ (Šumperk). „Zvuk podobný jízdě těžké techniky trvající 10 vteřin, všichni jsme byli překvapeni jeho intenzitou.“ (Karlov pod Pradědem).

Epicentrální intenzitu zemětřesení Alfrédka ze 14. 6. 2012 odhadujeme na 3 až 4° makroseismické stupnice EMS-98 (hodnocení stupňů EMS-98 je podobné jako v dříve používané stupnici MSK-64, ale jednotlivé stupně jsou popsány podrobněji, zejména vliv otřesů na moderní konstrukce). Správné stanovení epicentrální intenzity v takto nerovnoměrně osídlené a geologicky komplikované oblasti je obtížné, na to upozorňuje již Zátopek (1939) při popisu otřesu z roku 1935. V případě jevu Alfrédka z roku 2012 bylo zemětřesení pravděpodobně pocíteno mnohem větším počtem osob než 27, nicméně aktivní dotazníkový průzkum nebyl prováděn. Zcela také chybí negativní hlášení, důležitá pro přesnější vymezení makroseismického pole.

Porovnání makroseismického a lokálního magnituda

U předchozích dvou pozorovaných zemětřesení z Hrubého Jeseníku v letech 1935 a 1986 s epicentrální intenzitou $I_0 = 5,5^\circ$ MSK-64 bylo spočítáno makroseismické magnitudo M_L jevu pomocí vztahů empiricky odvozených Kárníkem et al. (1984) pro Český masív:

$$M_L = 0,55 I_0 + 0,95 \text{ (pokud není známa hloubka)}$$

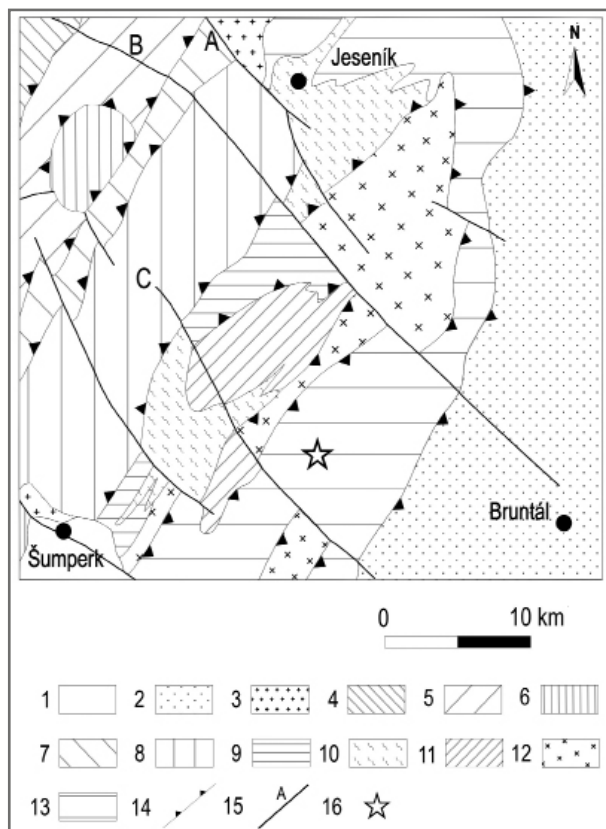
nebo

$$M_L = 0,55 I_0 + 0,93 \log h + 0,14 \text{ (pokud je známa hloubka } h\text{)}.$$

Pro hloubku 7 km, která je udávána k oběma historickým i k současnému jevu, vychází při použití obou vzorců shodné výsledky.

Pro intenzitu $5,5^\circ$ vychází magnitudo $M_L = 4,0$. Tuto hodnotu uvádí pro jev z roku 1935 Kárník et al. (1958) a pro jev z roku 1986 Procházková (2002). Magnitudo 4,0 také dobře koresponduje s lokálními magnitudy určenými ze seismických stanic (3,8) pro jev z roku 1986 (Zedník 2013).

Provedli jsme tento přepočítání i pro zemětřesení ze dne 14. 6. 2012. Pro epicentrální intenzitu 3° vychází magnitudo $M_L = 2,6$, pro intenzitu 4° pak dokonce 3,1. Lokální magnitudo M_L zemětřesení Alfrédka spočítané jako průměr magnitud na jednotlivých stanicích ÚFZ je 2,3. Podobný nebo větší rozdíl mezi hodnotami M_L a M_L byl zaznamenán také u dalších makroseismicky pozorovaných recentních zemětřesení, např. Opava 13. 6. 1993, Orlík 10. 2. 2000 a 13. 1. 2007, Horní Planá 5. a 6. 5. 2009 nebo Český Krumlov 11. 1. 2012 (Zedník 2013). Hlavním důvodem tohoto rozdílu je zejména fakt, že vztah mezi intenzitou a magnitudem je složitý a nelze ho zapsat jednoduchým vzorcem. Vliv mohou mít i další faktory, např. nepřesné vyhodnocení makroseismické intenzity, různá metodika výpočtu lokálního magnituda z analogových a digitálních záznamů nebo malý počet slabých zemětřesení v souboru dat, ze kterého byly vztahy pro přepočítání epicentrální in-



Obr. 3: Geologické schéma studované oblasti. 1 – kvartérní pokryv; 2 – kulm; 3 – granitická tělesa; 4 – orlicko-sněžnická jednotka; 5 – staroměstská skupina; 6 – velkovrbenská skupina (klenba); 7 – skupina Branné; 8 – keprnická jednotka; 9 – desenské ruly; vrbenská skupina; 10 – skupina Červenohorského sedla, 11 – amfibolitové masivy, 12 – metagranity, 13 – vrbenská skupina s. s.; 14 – násuny; 15 – zlomy (A – sudetský okrajový, B – bělský, C – klepáčovský); 16 – epicentrum zemětřesení Alfrédka 14. 6. 2012.

Fig. 3: Geological scheme of the studied region. 1 – Quaternary sediments; 2 – Moravo-Silesian Paleozoic (Culm); 3 – granite bodies; 4 – Orlice-Sněžník unit; 5 – Staré Město group; 6 – Velké Vrbno group; 7 – Branná group; 8 – Keprník unit; 9 – Desná gneiss; Vrbno group; 10 – Červenohorské sedlo group, 11 – amphibolite bodies 12 – metagranites, 13 – Vrbno group s. s.; 14 – thrusts; 15 – faults (A – Sudetic marginal fault, B – Bělá fault, C – Klepáčov fault); 16 – epicentre of earthquake Alfrédka 14. 6. 2012.

tenzity a magnituda odvozeny. Při porovnávání magnitud historických a recentních zemětřesení je proto třeba velké opatrnosti. Vztah by bylo potřeba upřesnit pro konkrétní ohniskovou oblast s použitím reprezentativního souboru dat.

Geologické poměry lokality

Jádro a hlavní část zájmového území (obr. 3) tvoří desenská jednotka se svou obalovou částí, tj. vrbenskou skupinou. Na západě do území zasahuje keprnická jednotka, skupina Branné, velkovrbenská skupina, staroměstská skupina a orlicko-sněžnická skupina a na V pouze okrajové sedimenty moravskoslezského paleozoika (kulm).

Desenská jednotka je reprezentována předdevonským krystalinickým fundamentem a devonským obalem. Jádro desenské jednotky je tvořeno hlavně mylonitickými,

silně retrográdně postiženými rulami (desenské ruly v širším slova smyslu). Vznik stavby desenské jednotky je Chábem a Opletalem (1984) a Chábem et al. (1990) vysvětlován jako výsledek dvou hlavních deformačních fází, které vedly ke vzniku východovergentní příkrovové stavby a následně ke zpětnému přesunu příkrovu Vysoké hole k západu a vzniku řady struktur a staveb se západní vergencí, jako jsou násuny, šupiny, imbrikace a vrásy provázené kliváží. Oba procesy jsou pokládány za před-metamorfní, přičemž probíhaly ve svrchní části kůry, v hloubkách několika málo kilometrů.

Na krystaliniku desenské jednotky spočívá diskordantně devonská vulkanosedimentární sekvence vrbenské skupiny, jako součást příkrovu Vysoké hole (Opletal et al. 1984). Na bázi je zastoupená hlavně kvarcicity, křemennými metakonglomeráty, fylity a svory. Výše následuje mohutná sekvence kyselých až bazických vulkanitů s bohatým tufogenním doprovodem, vystupující zejména v jeseníckém a sobotínském amfibolitovém masivu. Metamorfované jílovité sedimenty, místy vápnité nebo i s složkami vápenců, křemenné až křemenoživcové písky a následně vápence tvoří skupinu Červenohorského sedla.

Do západní části území zasahuje ortorulový komplex keprnické jednotky, která je v současnosti interpretována jako příkrovové těleso nasunutě k východu na (para)autochton desenské jednotky. Generelně lze keprnickou jednotku rozdělit na jadernou a obalovou část, jejíž součástí je i spodní oddíl skupiny Branné, tvořený metasedimenty (kvarcicity, fylity, svory, krystalické vápence).

Západně od ramzovského nasunutí pokračuje geologická stavba zkoumaného území staroměstskou a velkovrbenskou skupinou a orlicko-sněžnickou skupinou lugika. Na východ od desenské jednotky se setkáváme s kulmským vývojem Nížkého Jeseníku.

Krystalinikum Hrubého Jeseníku má velmi komplikovanou stavbu. Je segmentováno do řady dílčích šupin až příkrovů a velmi silně porušeno četnými zlomy. Nejvýznamnější zlomy vedle starších a spíše ojedinělých zlomů směru VSV–ZJZ jsou strmé dislokace sudetského směru (např. sudetský okrajový, bělský, klepáčovský, temnický), které příčně porušují geologická tělesa a zřetelně se projevují i v geologické stavbě i v morfologii reliéfu. S bělským zlomem jsou často spojována také tělesa bazaltoidů pleistocenního stáří (Šibrava – Havlíček 1980, Foltýnová 2003) prorážející kulmské horniny v okolí Bruntálu. Za doznívající projevy magmatické aktivity lze považovat vývěry uhličitých vod a suchého CO₂ (Květ – Kačura 1978) v celé seismicky aktivní oblasti, které poukazují na vysokou permeabilitu zlomů a jejich pravděpodobnou slabou aktivitu.

Vztah mezi současnou seismickou aktivitou a známostou přípovrchovou geologickou stavbou území není zcela zjevný. V severní části Hrubého Jeseníku se ohniska zemětřesení vyskytují výjimečně. Největší aktivita se soustřeďuje do několika ohniskových oblastí v jeho jižní a jihovýchodní části při kontaktu vrbenské skupiny se sedimenty moravskoslezského paleozoika. Seismicky aktivní je zejména prostor vymezený sudetským okrajovým a klepáčovským zlomem mezi městy Klepáčov, Vrbno pod Pradědem, Bruntál a Rýmařov. Jednoznačná korelace ohniskových

oblastí se zlomy sudetského směru je stále problematická. Pro spolehlivé určení ohniskových mechanismů je třeba velmi kvalitní záznam zemětřesení na velkém počtu stanic s vhodným rozmístěním okolo ohniska. Vzhledem k obecně nízké vyzařované energii pozorovaných jevů a poměrně malému počtu seismických stanic je takový výpočet možné provést jen pro několik zemětřesení v širší studované oblasti. V současné době probíhá analýza vybraných silnějších jevů s magnitudy $M_L \geq 2$. Díky finanční podpoře z několika projektů probíhá instalace dalších seismických stanic, které v budoucnu výpočty usnadní.

Závěr

Makroseismicky pozorované zemětřesení ze dne 14. 6. 2012 mělo epicentrum u bývalé chaty Alfrédka, asi 10 km sv. od Rýmařova. Hloubka ohniska byla 7 km, lokální magnitudo jevu 2,3 a epicentrální intenzita 3 až 4° makroseismické stupnice EMS-98. Toto zemětřesení bylo součástí série jevů trvající déle než měsíc. Nejsilnější

otřes byl o něco slabší než zemětřesení z podobné oblasti v letech 1935 a 1986. Magnitudo jevu naměřené přístrojově a magnitudo vypočtené z epicentrální intenzity se liší. Pro upřesnění vztahu mezi intenzitou zemětřesení a jeho magnitudem by bylo potřeba více vstupních dat.

Současná seismická aktivita v okolí Hrubého Jeseníku se soustřeďuje do několika ohniskových oblastí v jeho j. a jv. části, do širší oblasti kontaktu moravskoslezského paleozoika a vrbenské skupiny v blízkosti bělského a klepáčovského zlomu. Jednoznačné spojení jednotlivých epicentrálních oblastí s konkrétním zlomem zatím není možné, příčinná souvislost se zlomy sudetského směru je však velmi pravděpodobná.

Poděkování

Modernizace a provoz sítě MONET a dalších seismických stanic ve sledované oblasti byl finančně podpořen výzkumnými projekty CzechGeo/EPOS, GAČR P210/12/0573 a OPVK 2.3. – CZ.1.07/2.3.00/20.0052.

Literatura

- Foltýnová, R. (2003): Geochemicko-petrografická charakteristika neovulkanitů severní Moravy a Slezska. – MS, diplomová práce MU Brno.
- Grünthal, G. (1998): European Macroseismic Scale 1998. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 15, pp. 99, Luxembourg.
- Cháb, J. – Opletal, M. (1984): Příkrovová stavba východního okraje pásma Červenohorského sedla v Hrubém Jeseníku. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 59, 1–12. Praha.
- Cháb, J. – Fediuková, E. – Fišera, M. – Novotný, P. – Opletal, M. (1990): Variská orogeneze v sílesiku. – Sborník geologických věd, Ložisková geologie, mineralogie, 29, 9–39, Praha.
- Jurende, K. J. (1829): Jurende's Vaterländischer Pilger im Kaiserstaete Österreichs. Jg. XVI, 54–69, Brünn.
- Kárník, V. – Michal, E. – Molnár, A. (1958): Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei bis zum Jahre 1956. – Travaux Géophysiques 1957, No. 69, 411–596, Praha.
- Kárník, V. – Procházková, D. – Brouček, I. (1984): Catalogue of earthquakes for the territory of Czechoslovakia for the period 1957–1980. – Travaux Géophysiques XXIX (1981), No. 555, 155–186, Praha.
- Kolářek, F. (1921): Seznam otřesů pozorovaných na půdě Republiky československé. – Spisy přírodovědecké fakulty Masarykovy university, Brno, Čís. 7, 2–12.
- Květ, R. – Kačura, G. (1978): Minerální vody Severomoravského kraje. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Opletal, M. – Barnet, I. – Fediuková, E. – Fišera, M. – Hauk, J. – Cháb, J. – Chlupáč, I. – Kačura, G. – Kopečný, V. – Koverdinský, B. – Sekyra, J. – Šalanský, K. – Volšán, V. – Zikmundová, J. (1984): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSR 1 : 25 000, list 14-422 Dolní Moravice. – MS, ÚÚG. Praha.
- Procházková, D. (1994): Earthquakes in the Jeseníky Mts. in 1986. – Travaux géophysiques, XXXVI, Praha, 28–38.
- Procházková, D. (2002): Seismické inženýrství na prahu třetího tisíciletí. – Elektronický optický disk (CD-ROM), Praha.
- Remeš, M. (1902): Zemětřesení na Moravě pozorovaná. – Věstník klubu přírodovědeckého v Prostějově za rok 1902, ročník V, 3–11.
- Sýkorová, Z. – Švancara, J. – Pazdírková, J. – Špaček, P. – Hubatka, F. (2002): Preliminary results of detailed seismological monitoring in Hrubý Jeseník Mts. – Geolines, 14, 89–91. Praha.
- Šibrava, V. – Havlíček, P. (1980): Radiometric age of Plio-Pleistocene volcanic rocks of the Bohemian Massif. – Věstník Ústředního ústavu geologického 55, 129–139.
- Špaček, P. – Zacherle, P. – Sýkorová, Z. – Pazdírková, J. (2011): Microseismic multiplets in the northeastern Bohemian Massif. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 39 (2011) 5/6. Berlin. 367–386.
- Zátopek, A. (1939): Zemětřesení v severní části Země Moravskoslezské 24. července 1935. – III. Ročenka Stát. ústavu geofys., Praha.
- Zedník, J., editor (2013) [cit. 2013-04-24]: Katalogy regionálních seismických jevů zaznamenané Českou regionální seismologickou sítí [online]. – Dostupné z: <http://www.ig.cas.cz/seismicka-sluzba/katalogy-regionalnich-zemetreseni>.

VYUŽITÍ ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ TOMOGRAFIE K VIZUALIZACI VÝPLNÍ HISTORICKÝCH STEZEK

Use of multielectrode resistivity survey for visualization of historical roads

Jan Sedláček¹, Martin Faměra¹, Ondřej Bábek¹, Jan Martínek²

¹Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; e-mail: jan.sedlacek@upol.cz

²Centrum dopravního výzkumu, v. v. i., Wellnerova 3, 779 00 Olomouc

(24-21 Jevíčko)

Key words: multielectrode resistivity surveying, mass specific magnetic susceptibility, geoarcheology, Moravian-Silesian Zone

Abstract

Electric resistivity tomography is suitable method for geophysical survey of shallow subsurface subjects. We selected this method for identification of historical roads relicts. We choosed four localities for our study in the eastern part of Bohemia and north-western part of Moravia. Historical roads are detected by well defined vegetation features and the geoelectric cross sections were drawn across them. The relicts of historical roads are visible on cross resistivity sections. They manifest themselves as anomalous objects with different resistivity. The resistivity is mostly higher than surroundings due to their higher compaction. They are located in depth about 1 m and create oval bodies.

Úvod

Metoda elektrické odporové tomografie (electric resistivity tomography, ERT) je vzhledem k dobré dostupnosti, rychlé akvizici a poměrně jednoduchému zpracování dat efektivním nástrojem v aplikovaném geologickém a archeologickém výzkumu (Milsom 2003, Tsokas et al. 2009). V souborech siliciklastických hornin se ERT osvědčila při rozlišování sedimentů písčité a šterkové frakce, které mají vyšší měrný odpor oproti sedimentům jemnozrnnějším (Baines et al. 2002, Sass et al. 2008, Matys Grygar et al. 2013). Dále dokáže detekovat mělce pohřbená tělesa a cizorodý materiál, kontrast oproti okolnímu prostředí se zvětšuje s rostoucími rozměry a vodivostním kontrastem těchto objektů (Loeke 1999). Mezi hlavní přednosti ERT systému patří přesné hloubkové a prostorové vymezení resistivity materiálu ve zkoumaném prostředí.

Historické stezky se v řadě případů projevují v podobě vegetačních příznaků na leteckých a satelitních snímcích, a lze je proto dobře korelovat s historickými mapami. V rámci projektu NAKI (Výzkum historických cest v oblasti severozápadní Moravy a východních Čech) bylo ERT využito k detekci historických stezek. Ve většině případů šlo o středověké stezky. Cílem této studie bylo zjistit, jak se historické stezky, viditelné podle vegetačních příznaků, projevují ve vertikálním profilu, dále vymapovat jejich vertikální rozsah a hloubku.

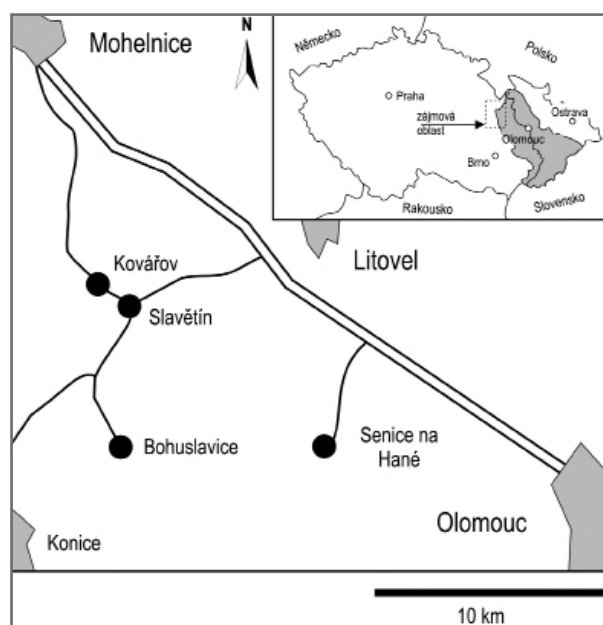
Území výzkumu

Zájmovým územím (obr. 1) je oblast severozápadní Moravy a východních Čech, která je ve středoevropském měřítku unikátem co do počtu dochovaných relikvů historických cest. Zkoumány byly lokality s nejvýraznějšími vegetačními příznaky: Kovářov (49° 40' 53.75" N, 16° 56' 50.21" E), Bohuslavice (49° 37' 22.55" N, 16° 57' 59.64" E), Senice

na Hané (49° 36' 53.08" N, 17° 3' 58.43" E) a Slavětín (49° 40' 25.460" N, 16° 57' 2.751" E).

Metodika

Pro tuto studii byly na vytipovaných lokalitách změřeny metodou ERT 2D profily za použití automatického geoelektrického systému ARES (GF Instruments, s. r. o., ČR). Délka profilů se pohybovala od 31,5 m do 55,5 m v závislosti na lokálních podmínkách, zřetelnosti a šířce vegetačního příznaku. Měřicí elektrody v uspořádání Wenner – Schlumberger byly rozmístěny v linii s pravidelným krokem 0,5 m tak, aby bylo dosaženo co nejvyššího rozlišení.



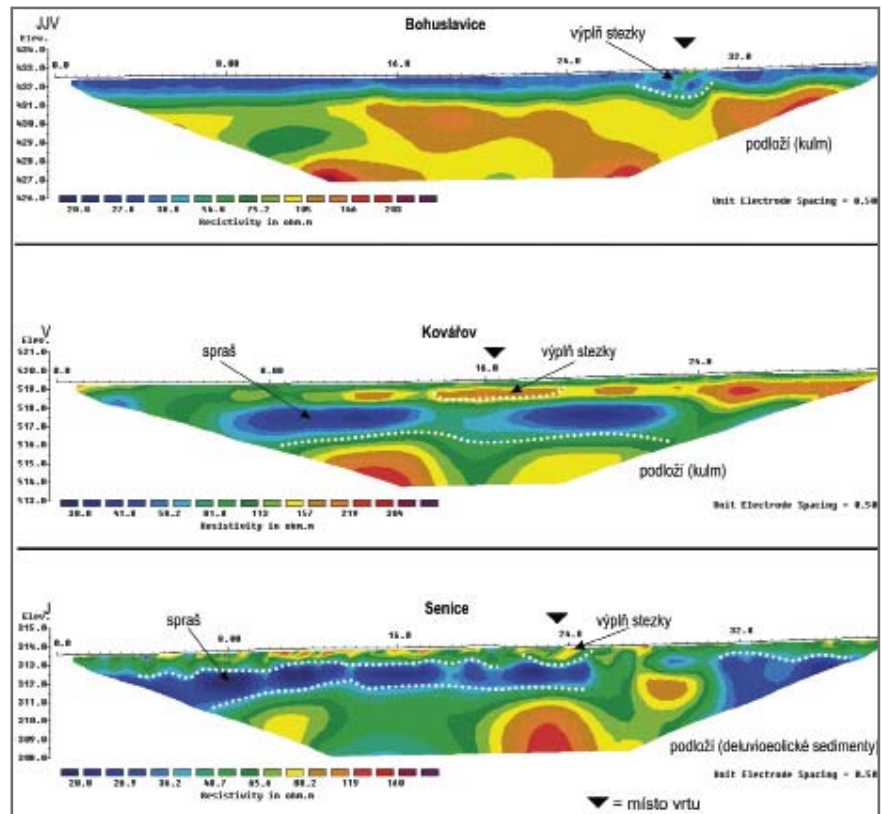
Obr. 1: Geografická pozice studovaných lokalit.
Fig. 1: Geographic setting of localities under study.

Maximální roztažení elektrod bylo 55,5 m, při délce impulsu 0,5 s a sčítáním dat (stacking) ze čtyř měření v každém bodě. Maximální hloubkový dosah inverzního modelu odpovídal hloubce přibližně 6 m. Všechny profily byly vytyčeny kolmo na vegetační příznaky a byly vedeny tak, aby se střed profilu nacházel uprostřed vegetačního příznaku.

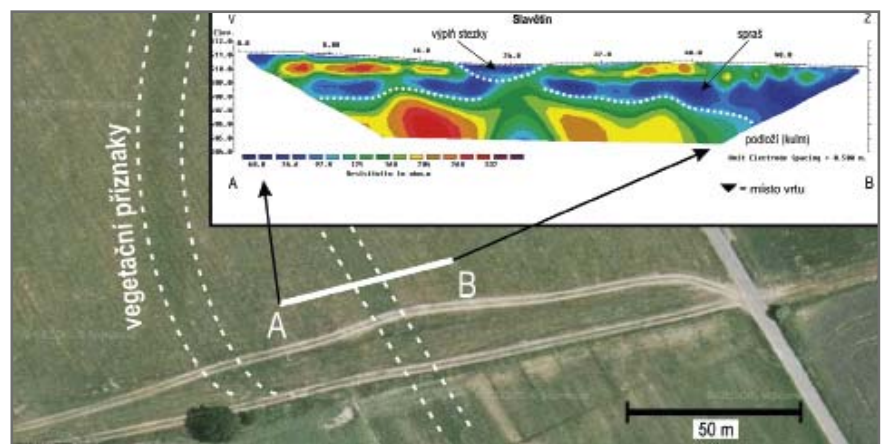
Naměřené datové body odporového pseudoprofilu byly zpracovány metodou inverze nejmenších čtverců v softwaru RES2DINV (Geotomo) a zobrazeny jako inverzní modely měrného odporu se zohledněním topografie. Rozsah hodnot maximální chyby RMS byl v rozmezí 1,7 až 2,2 %. V místech, kde byly ERT metodou nalezeny možné struktury výplně stezek, byly později vyvrtány mělké vrtvy (maximální hloubka vrtvy 2 m) pomocí přenosné vibrační vrtací soustavy (Eijkelpamp, Nizozemí) s jádrovnicí o průměru 4,5 cm. Jádra byla podélně rozříznuta, makroskopicky popsána a navzorkována v 2 cm intervalech. U vysušených vzorků byla následně změřena hmotnostně specifická magnetická susceptibilita (kappa můstek KLY-4S, citlivost 3×10^{-8} SI, intenzita magnetického pole 300 Am^{-1} , výrobce Agico, s. r. o. Brno).

Výsledky a interpretace

Výsledky ERT měření byly shrnuty ve formě 2D tomografických profilů s uvedením topografie (obr. 2 a 3). Naměřené měrné odpory se pohybují v širokém rozmezí hodnot od cca ~20 do ~300 $\Omega\cdot\text{m}$ v závislosti na typu geologického podloží. Hloubka vykreslení profilů činí přibližně 6 m. Z výsledných profilů je na základě různých měrných odporů prostředí patrné vertikální rozvrstvení do několika zón (obr. 2 a 3), které byly konfrontovány s geologickou mapou 1 : 50 000. Spodní vrstva na profilech je interpretována jako předkvartérní podloží tvořené karbonskými sedimenty roztáňského a protivanovského souvrství, které vykazují vyšší hodnoty měrného odporu (cca 200–300 $\Omega\cdot\text{m}$). Kulmské horniny byly potvrzeny srovnáním s geologickou mapou a vizuálním popisem z odebraných vrtů, přičemž byly zastiženy ve velkém stupni navětrání (Lokalita Bohuslavice, Kovářov a Slavětín).

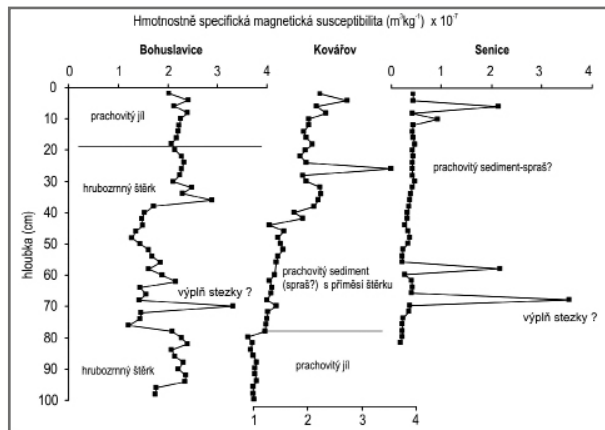


Obr. 2: ERT profily (Bohuslavice, Kovářov a Senice) s vyznačenou interpretací.
Fig. 2: ERT cross sections (Bohuslavice, Kovářov a Senice) with interpretation.



Obr. 3: ERT profil na lokalitě Slavětín s vyznačeným vegetačním příznakem.
Fig. 3: ERT cross section, Slavětín locality with vegetation features.

V Senicích je podloží tvořeno deluvioeolickými sedimenty pleistocenního stáří (měrné odpory cca 60–160 $\Omega\cdot\text{m}$). Nadložní zóna u všech lokalit je charakterizována nízkými odpory a v profilu se jeví jako vysoce kontrastní, což je nejvíce patrné na lokalitě Senice. Tato vrstva je interpretována jako poloha spraší, jejichž typickým znakem je relativně vysoká vodivost (měrný odpor v rozsahu ~30 až ~70 $\Omega\cdot\text{m}$). Povrchová zóna představuje pravděpodobně zvětralínový plášť s půdními horizonty, jejichž odlišné měrné odpory závisí také na stupni saturace vodou (Besson et al. 2004). Velmi nízké odpory lze pozorovat na lokalitě Bohuslavice (cca svrchních 60 cm), naopak na lokalitě Senice jeví tato vrstva odpory vyšší. V povrchových vrstvách jsou



Obr. 4: Hodnoty magnetické susceptibility ve studovaných jádrech s vyznačenou interpretací.

Fig. 4: Magnetic susceptibility values with interpretation.

vyvinuty také domény čokovitého, oválného či mísovitěho tvaru, které se oproti prostředí vymezují odlišným měrným odporem a jejich báze leží většinou v hloubce cca 1 m. Tyto anomálie svou pozicí odpovídají vegetačním příznakům historických cest a proto je lze interpretovat jako výplně historických stezek. Měrné odpory těchto těles jsou většinou vyšší, což je patrné na lokalitách Bohuslavice (50–70 $\Omega\cdot\text{m}$), Kovářov (150–200 $\Omega\cdot\text{m}$) a Senice (80–100 $\Omega\cdot\text{m}$). V případě lokality Slavětín je možná výplň stezky charakterizována nižším měrným odporem (obr. 3). Vyšší odpor je patrně způsoben nižším stupněm kompakce oproti okolním spraším. Ke vzniku anomálií může přispívat i potenciální přítomnost cizorodého materiálu. Lze předpokládat, že některé části stezek byly částečně zpevněny. Naopak na lokalitě Slavětín je místo vegetačního příznaku indikováno nižšími hodnotami měrného odporu a nachází se v malé prohlubni, v důsledku toho může těleso mít vyšší saturaci vodou.

Historické stezky byly většinou v minulých desetiletích v důsledku kolektivizace rozorány a došlo k přepracování půdy orbou, proto mohla být zastřena stavba v podpovrchových vrstvách.

Měření magnetické susceptibility (MS) bylo zvoleno jako podpůrná metoda pro identifikaci průběhu historických cest pod povrchem. Naměřené hodnoty MS jsou poměrně nízké (obr. 4) a pohybují se v rozmezí $1,92 \times$

$10^{-7} \text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ až $3,55 \times 10^{-6} \text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$. Hloubkové distribuce jsou celkově bez velkých výkyvů, poměrně uniformní vývoj je patrný zejména na lokalitě Senice. V tomto profilu se kromě toho nacházejí tři výrazné výchylky s výrazně vyššími hodnotami (rozmezí hloubek 4–6, 56–58 a 66–68 cm), což může být způsobeno přítomností cizorodého materiálu. V částech vrty s vysokým podílem spraše dosahuje MS nejnižších hodnot. Na lokalitě Bohuslavice je nejvyšší hodnota lokalizována v hloubce 68–70 cm, poté hodnoty opět klesají. V hloubce 36 cm hodnoty opět stoupají a do nadloží vykazují konstantní průběh. Vyšší MS povrchových vrstev patrně souvisí s půdním horizontem (ornice), který je dobře patrný na ERT profilu. Nárůst ve svrchních vrstvách je charakteristickým jevem (Kapička et al. 1999) a obecně souvisí s vyšší přirozenou susceptibilitou půd (Tite – Mullins 1971). Také v profilu Kovářov lze nalézt jedno výrazné maximum (hloubka 24–26 cm), kromě této výchylky signál MS mírně do nadloží stoupá. Materiálový kontrast mezi výplní stezek a okolními horninami není patrně příliš velký, což se projevuje na nízkém kontrastu hodnot magnetické susceptibility, především na lokalitě Kovářov.

Závěr

Na studovaných profilech byly zachyceny anomálie, které by mohly patřit výplním stezek. Od okolního prostředí se mohou lišit vyšším stupněm kompakce a jiným stupněm saturace vodou. Tato tělesa zasahují do hloubky až 1,5 m. ERT tak představuje z hlediska rychlosti a přesnosti slibnou metodu pro detekci a průzkum výplní reliktních historických stezek. Výsledky měření lze podpořit a zdůraznit volbou vhodných podpůrných metod, jakými jsou např. OSL datování, hmotnostně specifická magnetická susceptibilita, kolorimetrie, stanovení obsahu TOC a N, atd. Vyšší interpretační potenciál skrývá metoda prostorové (3D) odporové tomografie, která bude na studovaných lokalitách v budoucnu aplikována.

Poděkování

Tento výzkum byl finančně podpořen projektem DF11P01O-VV029 (Výzkum historických cest v oblasti severozápadní Moravy a východních Čech) Ministerstva kultury ČR v rámci programu aplikovaného výzkumu a vývoje národní a kulturní identity (NAKI).

Literatura

- Baines, D. – Smith, D. G. – Froese, D. G. – Bauman, P. – Nimeck, G. (2002): Electrical resistivity ground imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valley-fills. – *Sedimentology*, 49, 441–449.
- Besson, A. – Cousin, I. – Samouëlian, A. – Boizard, H. – Richard, G. (2004): Structural heterogeneity of the soil toiled layer as characterized by 2D electrical surveying. – *Soil and Tillage Research*, 79, 239–249.
- Loeke, M. H. (1999): Electrical paging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys. – Penang, 57 str.
- Matys Grygar, T. – Nováková, T. – Bábek, O. – Elznicová, N. – Vadinová, J. (2013): Regional contamination signal of heavy metals in sediments of the Jizera River, Czech Republic: are floodplains reliable environmental archives of diffuse pollution? – *Science of the Total Environment*, in print.
- Milsom, J. (2003): *Field geophysics*, third edition. – Wiley, 249 pp.
- Tsokas, G. N. – Tsourlos, P. I. – Papadopoulos, N. (2009): Electrical resistivity tomography: A flexible technique in solving problems of archeological research. – In: Campana, S. – Piro, S. (Eds): *Seeing the unseen. Geophysics and landscape archeology*, 83–126, Taylor & Francis.
- Sass, O. – Bell, R. – Glade, T. (2008): Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Öschingen landslide, Swabian Alb (Germany). – *Geomorphology*, 93, 89–103.

DISTRIBUCE ALKÁLÍ V KARBONÁTOVÝCH HORNINÁCH LÍŠEŇSKÉHO SOUVRSTVÍ V PROSTORU MEZIDEPONIE VE VÝCHODNÍ ČÁSTI VELKOLOMU MOKRÁ (MORAVSKÝ KRAS)

Alkali distribution in carbonate rocks of the Líšeň Formation in the dump area in the eastern part of the Mokrý Quarry (Moravian Karst)

Jindřich Štelcl^{1,2}, Jiří Zimák³, Roman Donocik⁴

¹ Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: stelcl@sci.muni.cz

² Katedra biologie PedF MU, Poříčí 7, 603 00 Brno

³ Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

⁴ Českomoravský cement, a. s., 664 04 Mokrý–Horákov

(24-41 Vyškov)

Key words: Moravian Karst, Líšeň Formation, alkali distribution, limestones, calciturbidites

Abstract

Alkali contents (potassium and sodium) were determined in the carbonate rocks of Líšeň Fm. (limestones and calciturbidites) in the dump area in the eastern part of the Mokrý Quarry (Moravian Karst). The alkali contents are relatively high: the siliciclastic beds in calciturbidites contain 1.8–5.0 wt. % K₂O and 0–2.2 wt. % Na₂O. The enhanced potassium contents in calciturbidites are associated with feldspar and mica clasts in siliciclastic beds. The sodium contents in siliciclastic beds come from albite (clastic and authigenic). The carbonate beds of the calciturbidites show only very low concentrations of both elements.

Úvod

Obsah alkálií v cementářských surovinách je jedním z rozhodujících parametrů ovlivňujících kvalitu produkovaného cementu. Autoři se problematikou alkálií v karbonátových horninách obou souvrství Moravského krasu zabývali již v uplynulých letech. Z dosavadních výsledků jejich studia jsou zřejmé zvýšené koncentrace jak draslíku, tak i sodíku, a to zejména v kalciturbiditech líšeňského souvrství (Štelcl – Zimák 2002, 2010, 2012, Štelcl et al. 2012). Tato zpráva shrnuje poznatky o přítomnosti alkálií ve vápencích a kalciturbiditech, které byly získány na základě studia materiálu pocházejícího z východní části velkolomu Mokrý v průběhu roku 2012. Pozornost byla zaměřena na prostor mezideponie, která slouží jako dočasné úložiště skrývkových a výklizových hmot, následně určených pro opětovné využití při sanaci vytěžených prostor. Mezidepo-

nie je výhradně tvořena materiálem pocházejícím z lomu Mokrý. Jde o miocenní sedimenty, reprezentované různými

Tab. 1: Gamaspektrometricky stanovené obsahy draslíku (hmot. %) ve studovaných horninách a jejich částech (n = počet měření).

Tab. 1: Gamaspectrometrically determined potassium contents (in wt %) in the studied rocks and its parts (n = number of measurements).

typy hornin a jejich části/etáž	n	K (hmot. %)		
		rozpětí	median	průměr
křtinské vápence/410V	1	0,3	0,3	0,3
říčské vápence – karbonátové desky a lavice/410V	53	< 0,1 – 0,6	< 0,1	< 0,1
říčské vápence – siliciklastické desky/410V	29	1,2–2,6	1,8	1,9
říčské vápence – karbonátové desky a lavice/420S	20	0,1–0,9	0,2	0,3
říčské vápence – siliciklastické desky/420S	8	1,2–3,4	1,8	1,9



Obr. 1: Střídání desek vápenců a siliciklastických desek v kalciturbiditech líšeňského souvrství.

Fig. 1: Alternation of limestone beds and siliciclastic beds in calciturbidites of the Líšeň Fm.

vzorek	Na ₂ O	K ₂ O
1210/B	n. d.	3,22
1213/A	n. d.	0,30
1213/B	n. d.	2,24
1220/B	0,28	4,30
1236/B	n. d.	2,67
1246/A	n. d.	0,20
1246/B	0,33	3,87
1249/B	1,15	4,28
1250/A	n. d.	0,37
1250/B	2,21	1,79
1251/B	1,25	5,02
1253/A	n. d.	0,28
1253/B1	1,31	3,49
1253/B2	1,14	3,71
1255/A	n. d.	n. d.

Tab. 2: Koncentrace Na₂O a K₂O (hmot. %) v karbonátových (A) a siliciklastických deskách (B) kalciturbiditů na základě EDX analýz; n. d. = pod mezí detekce.

Tab. 2: Na₂O and K₂O concentrations (wt. %) in carbonate beds (A) and siliciclastic beds (B) of calciturbidites based on EDX analyses; n. d. = below detection limit.

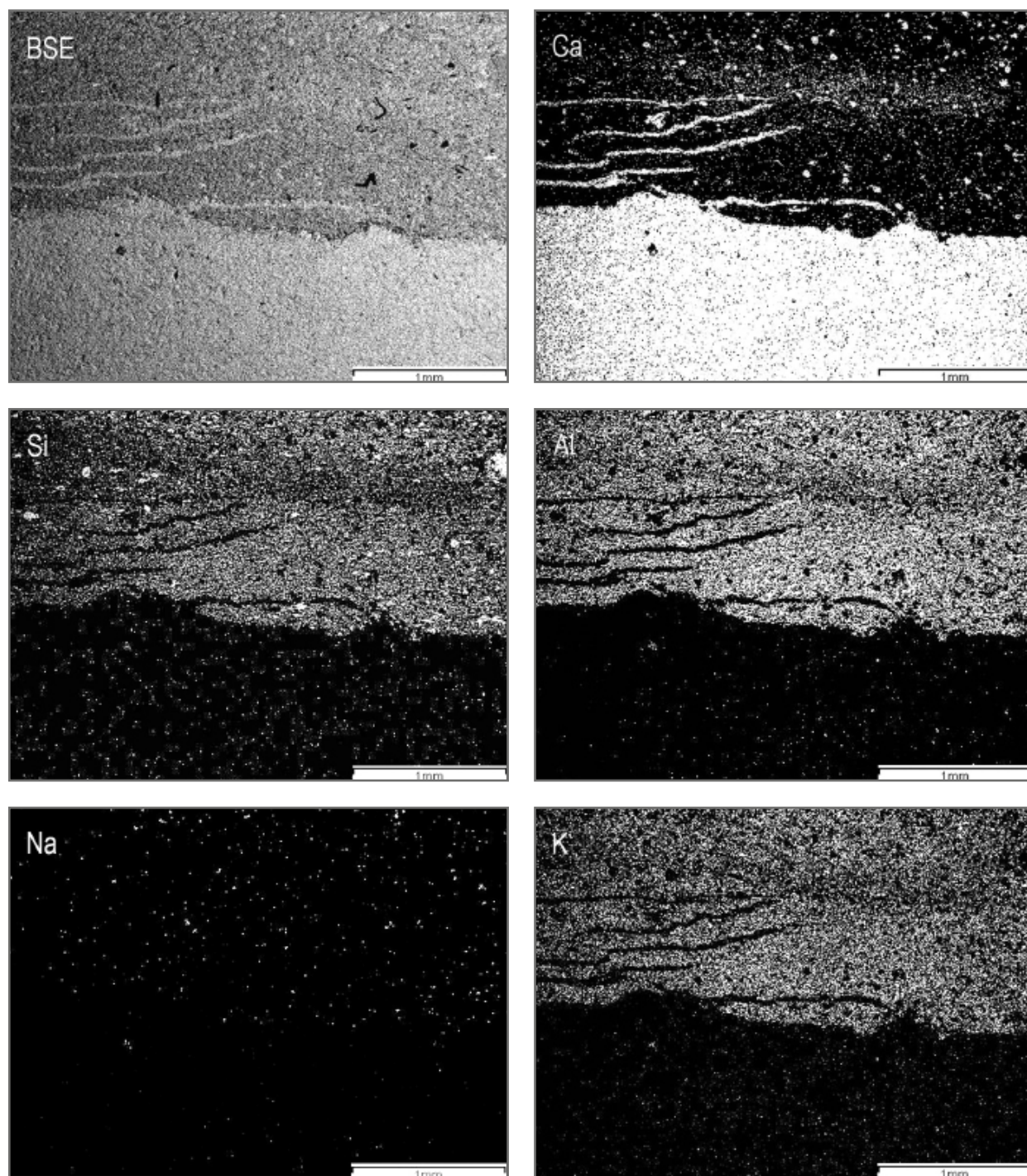
typy štěrků, písků a jílu marinního původu, pocházející z nadloží karbonátových hornin a též z výplní depresí v původním krasovém reliéfu.

Metody

K výzkumu bylo použito 74 horninových vzorků, z nichž polovina představuje vždy dvojici reprezentující jak karbonátovou, tak siliciklastickou část kalciturbiditu (charakter sedimentů tohoto typu je zřejmý z obr. 1). Vzorky byly odebrány v prostoru mezideponie a v jejím

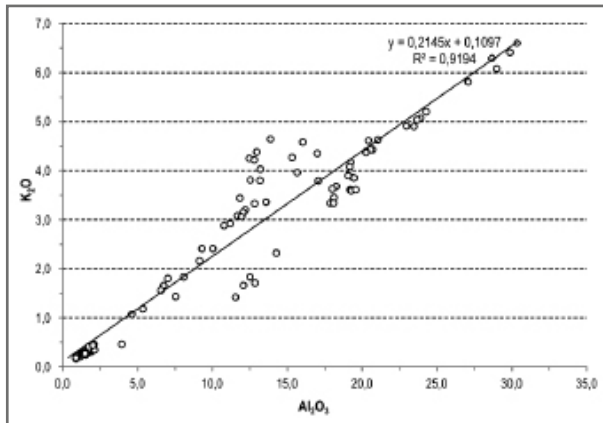
bezprostředním okolí ve východní části velkolomu Mokrá na etáži 410V i v navazujícím úseku etáže 420S, situované již ve střední části velkolomu.

Laboratorní stanovení obsahů draslíku v horninových vzorcích bylo provedeno v laboratoři katedry geologie PŘF UP v Olomouci pomocí laboratorního gamaspektrometru SG-1000 LAB s vyhodnocovacím programem LAB Center. Pro potřeby těchto měření byla ze vzorků pocházejících ze siliciklastických vrstev připravena drť, která byla „hermeticky“ uzavřena do plastového kelímku o objemu



Obr. 2: Kontakt siliciklastické (horní polovina snímku) a karbonátové desky (dolní polovina snímku) – BSE obraz a distribuce Ca, Si, Al, Na a K.

Fig. 2: Contact of a siliciclastic bed (upper part of the field) and a carbonate bed (lower part of the field) – BSE image and distributions of Ca, Si, Al, Na and K.



Obr. 3: Korelace K_2O versus Al_2O_3 v siliciklastických deskách kalciturbiditů (EDX analýzy, obsahy obou oxidů jsou uvedeny v hmot. %).

Fig. 3: K_2O versus Al_2O_3 correlation in siliciclastic beds of calciturbidites (EDX analyses, contents of both oxides are given in wt. %).

250 cm³; v případě karbonátových hornin byly použity vzorky o zhruba dvojnásobném objemu. Vlastní měření probíhalo 1 800 sekund. Tato metoda umožňuje relativně přesně zjistit koncentrace draslíku v poměrně velkých vzorcích (sodík je gamaspektrometricky nestanovitelný).

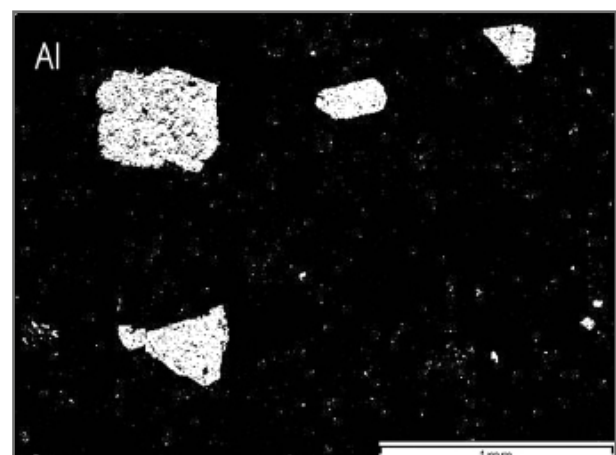
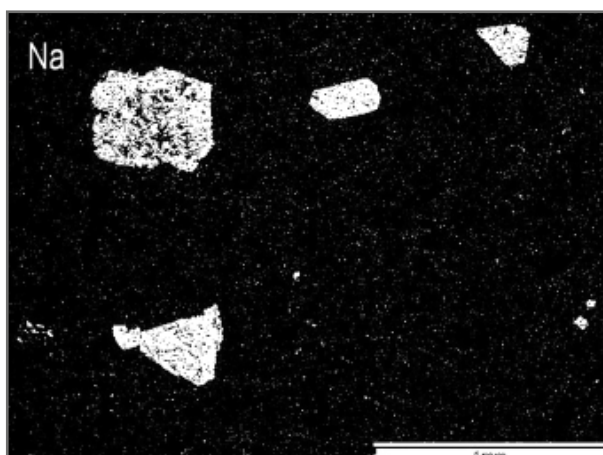
Ke stanovení kvantitativního chemického složení (včetně koncentrací sodíku a draslíku) vybraných reprezentativních vzorků byla využita energiově disperzní (EDX) analýza. Analýzy byly provedeny na elektronovém skenovacím mikroskopu JEOL JSM-6490LV vybaveném EDX analyzátozem (Oxford Instruments) v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy Ústavu geologických věd PřF MU Brno. Doba načítání spektra činila 75 sekund. Před provedením vlastních analýz byla z každého vzorku zhotovena destička o rozměrech jen cca 1 × 1 cm. Povrch každého preparátu byl vakuově napařen uhlíkem. Na různých místech každého preparátu bylo analyzováno pět plošek o velikosti přibližně 1 × 0,7 mm. Výsledné hodnoty uváděné v dalším textu představují vždy průměr z těchto pěti stanovení. Na stejné ploše byla sledována i distribuce K, Na, případně dalších prvků.

Výsledky a jejich diskuze

Všechny studované vzorky pochází z líšeňského souvrství, které je v rámci karbonátových hornin velkolomu Mokrá z hlediska obsahu alkálií nejkritičtější, a to především vzhledem k relativně vysokým obsahům alkálií v siliciklastických deskách kalciturbiditů, které jsou zde typickým reprezentantem tzv. říčských vápenců. Výsledky gamaspektrometrického stanovení koncentrací draslíku shrnuje tabulka 1. Je zřejmé, že zvýšené koncentrace draslíku byly zjištěny výhradně v siliciklastických deskách. Tyto desky lze z petrografického hlediska charakterizovat jako vápnitě břidlice, v některých případech jako vápence s vysokým zastoupením nekarbonátové složky, jindy, v závislosti na jejich zrnitosti, jako jílové nebo prachové břidlice s jen malým podílem karbonátu. Podíl karbonátové a nekarbonátové složky lze rovněž odhadnout z výsledků EDX analýz (viz níže).

V závislosti na poměru nekarbonátové a karbonátové složky vykazují siliciklastické desky vysokou variabilitu obsahu alkálií. Ve většině vzorků analyzovaných metodou EDX výrazně převládá K_2O nad Na_2O (tab. 2 – uvedeny jsou zde průměrné hodnoty vypočtené na každém vzorku z pěti stanovení). Obsahy Na_2O a výjimečně i K_2O jsou v případě karbonátových desek pod mezí detekce použité metody (n. d. v tabulce 2). Maximální zjištěný průměrný obsah draslíku v karbonátových deskách je 0,4 hmot. % K_2O (tab. 2).

V siliciklastických deskách jsou obsahy K_2O , s výjimkou jediného vzorku, vyšší než stanovené obsahy Na_2O . Průměrné obsahy Na_2O se pohybují od mezí detekce až po 2,2 hmot. % Na_2O ; průměrné obsahy K_2O jsou 1,8 až 5,0 hmot. % K_2O (tab. 2). Uvedené poznatky o obsazích draslíku v siliciklastických deskách korespondují s výsledky získanými na základě laboratorních gamaspektrometrických analýz provedených (na rozdíl od EDX stanovení) na velkém počtu vzorků o relativně velkých objemech. Úplnou shodu v datech nelze očekávat vzhledem k odlišné metodice a hlavně vzhledem k rozdílnému objemu analyzovaného materiálu (pro EDX analýzu byly vybírány partie s relativně vysokým podílem nekarbonátové složky).



Obr. 4: Distribuce Na a Al ve vzorku pocházejícím z karbonátové desky kalciturbiditu.

Fig. 4: Distribution of Na and Al in a sample from a carbonate bed of calciturbidite.

Rozdíly v obsazích alkálií mezi oběma petrograficky odlišnými součástmi kalciturbiditů dokládá studium plošné distribuce vybraných prvků, jehož výsledky jsou jednoznačně dokumentovány na obrázku 2. Z tohoto obrázku jsou zvýšené koncentrace Si, Al, K a Na v siliciklastických partiích zcela evidentní.

Závislost obsahů K_2O a Al_2O_3 v materiálu siliciklastických desek, zjištěná na základě všech provedených EDX analýz, je znázorněna na obrázku 3. Z diagramu vyplývá výrazná pozitivní korelace ($R^2 = 0,92$) mezi K_2O a Al_2O_3 , z čehož lze předpokládat vazbu draslíku a hliníku na alumosilikáty.

Z morfologie objektů se zvýšenými obsahy draslíku (pozorované v režimu BSE) je zřejmé, že draslík je ve studovaných vzorcích přednostně vázán na fylosilikát (patrně illit), jak uvádí již Štelcl et al. (2012), ale také na klastickou slídu. Z elektronového obrazu a provedených EDX analýz je patrné, že naprostá většina sodíku v siliciklastických deskách souvisí s přítomností albitu, který je v uvedených sedimentech patrně součástí klastické složky horniny, zčásti ale může být i autigenního původu (autigenní albit hypautomorfního až automorfního vývinu byl prokázán

i v obdobných kalciturbiditech ve střední části velkolomu Mokrá). Autigenní albit je lokálně přítomen i v karbonátových deskách kalciturbiditů (obr. 4).

Závěr

V horninách líšeňského souvrství vystupujících v prostoru mezideponie ve východní části velkolomu Mokrá byly zhodnoceny obsahy alkálií. Z provedeného výzkumu je zřejmé:

1) Karbonátové horniny líšeňského souvrství v prostoru mezideponie mají zvýšené obsahy alkálií (převažuje draslík nad sodíkem).

2) Alkálie jsou přítomny zejména v siliciklastických deskách kalciturbiditů, v nichž jsou vázány na živce a fylosilikáty klastické povahy. V karbonátových deskách kalciturbiditů byl zjištěn i autigenní albit.

3) Vzhledem k lokálně velmi vysokému podílu siliciklastické složky v karbonátových horninách v prostoru mezideponie a následně vysokým obsahům alkálií není hodnocená surovina z technologického hlediska vhodná k výrobě cementu.

Literatura

- Štelcl, J. – Zimák, J. (2002): Přirozená radioaktivita hornin v západní a východní části velkolomu Mokrá. – MS, PřF MU Brno a PřF UP Olomouc.
- Štelcl, J. – Zimák, J. (2010): Obsahy alkálií v paleozoických sedimentech těžných ve velkolomu Mokrá. – MS, PřF MU Brno a PřF UP Olomouc.
- Štelcl, J. – Zimák, J. (2012): Obsahy alkálií v paleozoických sedimentech v prostoru mezideponie ve východní části velkolomu Mokrá. – MS, PřF MU Brno a PřF UP Olomouc.
- Štelcl, J. – Zimák, J. – Donocik, R. (2012): Alkálie v karbonátových horninách macošského a líšeňského souvrství ve velkolomu Mokrá (Moravský kras). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, XIX, 1–2, 68–70. Brno.

PŘÍNOS GEOFYZIKÁLNÍCH MĚŘENÍ PRO POZNÁNÍ TEKTONIKY A SESUVŮ VE ŠLAPANICÍCH

Contribution of methods for near-surface geophysical survey for tectonics and landslides in Šlapanice town

Pavla Tomanová Petrová¹, František Hubatka², Oldřich Krejčí¹

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: pavla.petrova@geology.cz

² Kolej Consult & servis spol. s r. o., Křenová 35, 602 00 Brno

(24-41 Šlapanice)

Key words: Carpathian Foredeep, tectonic, geophysics, georadar, geoelectricity, remediation

Abstract

In the area of the Šlapanice school buildings a large frontal landslide in Lower Badenian clay covered by loesses and anthropogenic sediments was documented. Length of the landslide is ca 200 m, width at the base up to 720 m, thickness of the body of the landslide based on geophysical research reaches to 10 m. The landslide is a complex body consisting of older and active parts. The school buildings were founded in old landslide originally.

Georadar (two profiles) and geoelectric (one profile) measurements were used for geotechnical evaluation of the landslide. Multi electrode cable tomography (ERT) and dipole electromagnetic conductivity survey (DEMP) were used from geoelectric method.

Closely the northern part of the building was measured and interpreted geological-geophysical profile PF0 which was constructed based on georadar measurement and hydrogeological borehole VS-1, the sharp boundary between sediments of the Lower Carboniferous and the Lower Badenian of the Carpathian Foredeep was found. There were interpreted two fault systems of SW-NE direction taking place parallel to the margin of the basin. In the profile PF1 the structure of the landslide in detail was documented. Due to geophysical measurements and study of the borehole database a new fault system within the school buildings area was interpreted.

Úvod

V rámci zpracování geotechnického posudku a posouzení stability svahu na akci „Snížení energetické náročnosti ZŠ Šlapanice“ byl proveden v roce 2012 geofyzikální a geotechnický průzkum v širším okolí základní školy Šlapanice (Gartner 1999, Hubatka 2012, Veselý et al. 1990). Na tento průzkum navázalo měření posunu a deformací v pavilonu A (hlavní školní budově) a mapování stavu podloží v prostoru hřiště ve svahu nad školou. Geofyzikální měření bylo realizováno firmou Kolejconsult & servis, s. r. o. metodou georadaru a geoelektrického měření. Cílem tohoto příspěvku je seznámit s inženýrsko-geologickou situací na lokalitě.

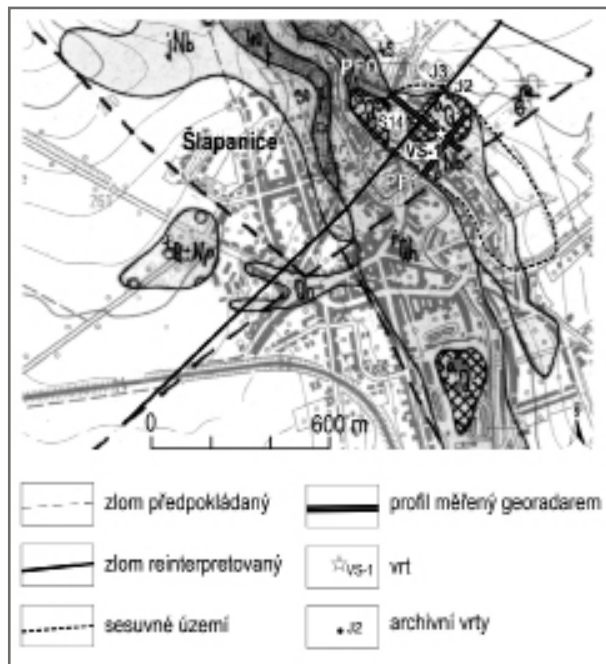
V březnu 2012 byl areál školy a její okolí zdokumentován pracovníky ČGS. Bylo zjištěno, že na budovách školy ve Šlapanicích se vyskytují četné trhliny. Školní budovy jsou plošně rozsáhlé a při výstavbě bylo nutné pro ně vytvořit plošiny, zčásti na zhutněných násypch. Pro zarovnění terénu byly použity také navážky ze skrývky blízké cihelny. Svah byl lidskými zásahy značně upravován. Na školních budovách, založených na jednotlivých patkách, byly v průběhu času pozorovány trhliny se zhoršující se tendencí. Trhliny se objevují zhruba od roku 1989, v roce 1990 bylo provedeno měření svislých odchylek stěn a nosných prvků. Během přístavby krytého bazénu v roce 1979 byl pozorován dílčí sesuv, který byl stabilizován. Původní starší sesuv, který byl považován za dočasně uklidněný, byl zčásti postupnými stavebními zásahy aktivován. Současně vlivem nerovnoměrného sedání podloží došlo k narušování některých budov školy. Detailní statickou pasportizací a geofyzikálním průzkumem byl zjištěn skutečný stav bezprostředního podloží základových patek školních

budov a definování směru zón, roznášejících napětí v podkladu a způsobujících porušení budov. Území se nachází v Pracké pahorkatině, v okrsku Šlapanická pahorkatina. Sesuv se nachází v rozmezí nadmořských výšek cca 225 až 250 m. Nejbližším významným vrcholem je Žuráň (286,54 m n. m.), který leží asi 1 km daleko směrem na SV. Sklon svahu dosahuje až 6°.

Geologická charakteristika oblasti (obr. 1)

Zájmové území se nalézá v okrajové části karpatské předhlubně Západních Karpat. 3D pohled reliéfu dokládá strmější svahy na výchozech spodnokarbonských klastik oproti mírnějším sklonům terciárního pokryvu. Hlubší podloží je tvořeno horninami brněnského masivu, resp. amfibol-biotitickým granodioritem. V jeho nadloží leží sedimenty paleozoika. Počátek paleozoické sedimentace tvoří bazální devonská klastika představovaná pískovci a křemennými slepenci. Sled pokračuje 400 m mocnými vilémovickými vápenci macošského souvrství a karbonátová sedimentace je ukončena 100 m mocnými hádko-říčskými vápenci líšeňského souvrství. Spodnokarbonskou sedimentací představuje 300 m račických slepenců myslejovického souvrství, které v okolí Šlapanic vystupují na povrch.

Paleozoické sedimenty jsou překryty pokryvem spodnobadenských jílu, tzv. téglů. Jedná se o masivní modrošedé vápnité prachovité jílovce s bohatou mikrofaunou (viz popis společenstva in Buriánek – Tomanová Petrová 2013). V místech, kde se paleozoické horniny přibližují k dnešnímu povrchu, nedocházelo ke vzniku starých sesuvů, i když jsou zde větší sklony svahů. V oblasti svahů na levém břehu Řičky se však v centru Šlapanic tyto sedimenty



Obr. 1: Lokalizace sesuvného území v geologické mapě 1 : 25 000 24-431 Šlapanice (sensu Brzobohatý 1987) s vyznačením reinterpretovaného zlomového systému, profilů na geofyzikálních liniích PF0 a PF1 měřených georadarem a vrtu VS-1 [legenda: °Q – antropogenní uloženiny, °Qh – fluvialní převážně písčitohlinité sedimenty, Qh – deluviofluvialní sedimenty, °Q-Np – fluvialní písčité štěrky (pleistocén–pliocén), °Nb – baden spodní mořský, vápnité jíly, podřadně písky, °Cr – myslejovické souvrství, račické slepence (petromiktní), svrchní visé].

Fig. 1: Localization of landslide area in geological map 1 : 25 000 24-431 Šlapanice (sensu Brzobohatý 1987) with sketch of reinterpreted fault system, profiles on geophysical lines PF0 and PF1 measured by georadar and the borehole VS-1 [legend: °Q – anthropogenic sediments, °Qh – fluvial mainly sandclayey sediments, Qh – deluviofluvial sediments, °Q-Np – fluvial sandy gravels (Pleistocene–Pliocene), °Nb – Lower Badenian marine, calcareous clays, less sands, °Cr – Myslejovice Formation, Račice conglomerates (petromictt), Upper Visé].

náhle noří do hloubky přes 80 m. Svahy na neogenních sedimentech ztrácejí stabilitu a jsou náchylné k sesouvání i při malých sklonech (Poul et al. 2010).

Podle dostupných archivních vrtů, situovaných v širším okolí zájmového objektu, se podložní neogenní jílovitý komplex nachází v hloubce od 0,7 do 4,6 m. Některé vrty (např. S-14, J-2 a J-3), hlavně na z. a s. straně školních objektů, zastihly písčité proplásky. Na jižní straně budov školy byly zachyceny polohy štěrku. Hladina podzemní vody byla naměřena v hloubce 1,9 až 6,4 m. Dále bylo využito výsledků z hlubokého hydrogeologického vrtu VS-1 (Mělníčková 2007).

Popis sesuvného území

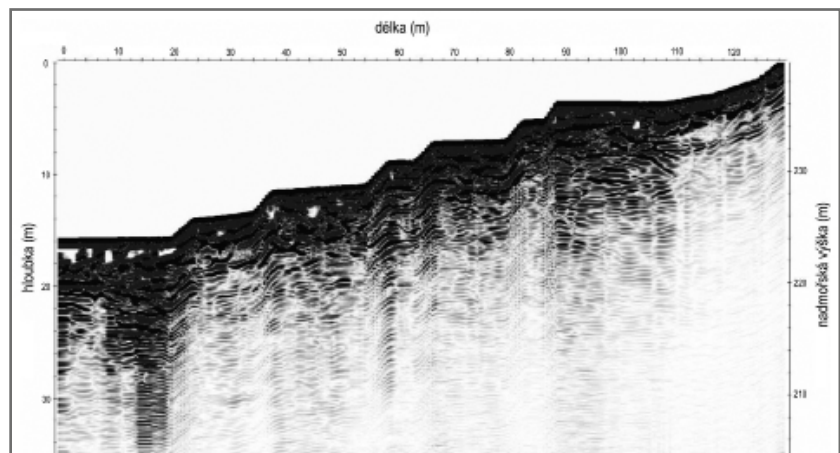
Jedná se o rozsáhlý frontální sesuv podél hrany svahu neogenních jílovitých sedimentů, tzv. téglů, v horní části překrytých sprašemi, sprašovými hlínami a navážkami. Délka sesuvu činí zhruba 200 m, šířka u paty až 720 m. Mocnost těla sesuvu podle geofyzikálního průřezu dosahuje 10 m. Na vznik staršího sesuvného území měl vliv zlom, který porušuje kulmské podloží (obr. 1). Zatímco v prostoru na SZ od zlomu je podloží uloženo mělce nebo vystupuje na povrch, na V od něj nebylo vrtem VS-1 dosaženo kulmské podloží v hloubce 81 m (nadmořská výška 240 m).

Jedná se o staré sesuvné území na svahu se spodnobadenskými sedimenty (stáří asi 16 miliónů let), které mohlo vzniknout již v terciéru

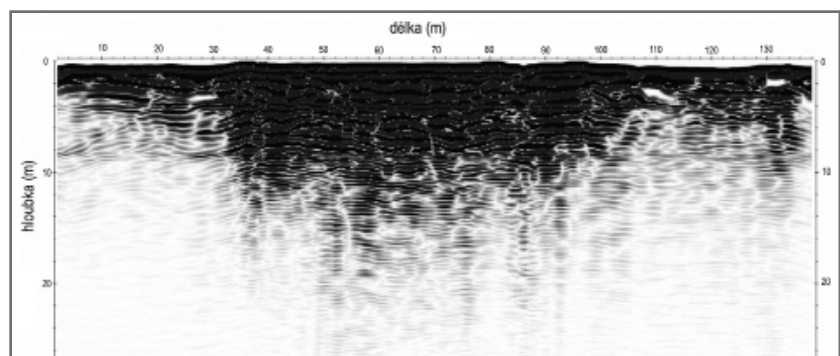
(Poul et al. 2010). Na těchto svazích se na území brněnské aglomerace sesuvy vyskytují velmi často.

Metodika měření

Georadarové měření bylo realizováno geologickým radarem Pulse EKKO PRO s frekvencí 50 MHz a pulsním napětím 1 000 V. Naměřená data na radarových profi-



Obr. 2: Georadarový profil po linii PF1 podél v. strany školní budovy ve směru JZ–SV. Fig. 2: Georadar profile PF1 along the school building in the direction SW–NE.



Obr. 3: Georadarový profil po linii PF0 objektem školní budovy ve směru SZ–JV. Fig. 3: Georadar profile PF0 through the school building in the direction NW–SE.

lech byla zpracována s použitím programového souboru EKKO SOFTWARE a REFLEXW 6.0, Sandmeier 2011. To zahrnovalo patřičnou dynamickou úpravu signálu, filtraci, migraci, výpočet a zavedení 2D rychlostního modelu a transformaci časového řezu na hloubkový. Na vybraných geofyzikálních liniích PF1 a PF0 (obr. 2 a 3) jsou interpretována hlavní geologická rozhraní a projevy svahových deformací.

Dále bylo provedeno geoelektrické měření metodou mnohalektrodové tomografie ERT (multikabel) a dipólové elektromagnetické profilování DEMF. Za účelem stanovení ulehlosti zemin byly realizovány dvě sondy dynamické penetrace.

Výsledky měření

Geoelektrická měření (obr. 4)

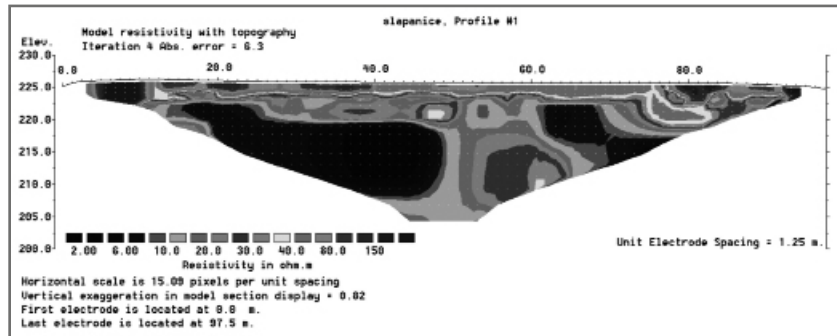
Změny měrných odporů člení řez vertikálně na tři úrovně. Téměř v celé délce profilu byla zachycena přípovrchová vrstva vysokých měrných odporů (nad 50 Ω·m) o mocnosti okolo 1,5 m. Jedná se o navážky a stabilizované zeminy. V dalším horizontu se až po úroveň 220 m n. m. (hloubka asi 5 m) střídají polohy vyšších odporů (metráže 35–50) s nízkými (metráže 60–75) a opět vyššími u bodu 80, kde je patrný náznak prohnutí vrstev. Zóny vyšších odporů by měly odpovídat výskytu písčitéjších zemin na rozdíl od oblastí nízkých odporů, které obecně patří k jemnozrnným, jílovitým zeminám. Litologická změna v hlubších partiích se nachází ve střední části řezu na metráních zhruba 50–65, kde se měrné odpory zvyšují na 20–40 Ω·m a indikují písčité polohy. V okolí převažují nízké měrné odpory (do 10 Ω·m) naznačující výskyt převážně jílovitých zemin. Ve střední části profilu bylo zachyceno zlomové pásmo, projevující se přerušením a strukturálním posunem vrstvy nízkých odporů.

Radarová měření

V profilu PF1 (obr. 2) je vyjádřena míra reflexivity, vyjádřená sytostí černé barvy, která odráží míru narušení a nestabilitu podloží. Na georadarovém profilu PF0 vedeném napříč školní budovou (obr. 3) ve směru Z–V je patrná mísovitá struktura, která ukazuje na zhoršení kvality podloží – jeho degradaci vlivem dlouhodobého zatékání vody pod základy objektu a to do hloubky minimálně 10 m.

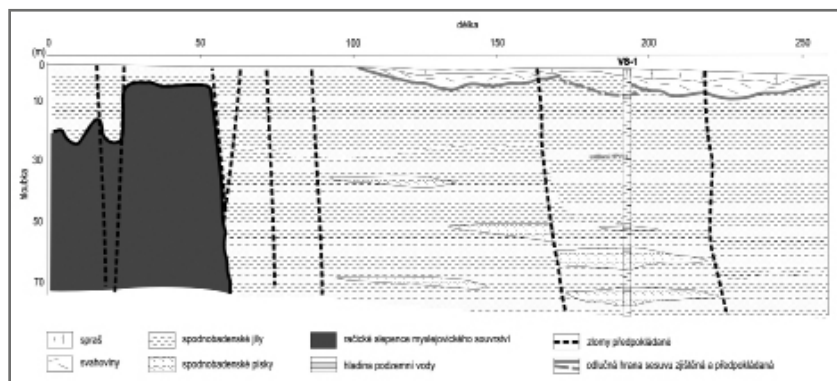
Obr. 6: Plošné vymezení okraje kulmu, karpatských zlomů a aktivního sesuvu.

Fig. 6: Area demarcation of the margin of the Culmian, Carpathian faults and active landslide.



Obr. 4: Odporový řez podél j. strany objektu, detekce zlomové struktury.

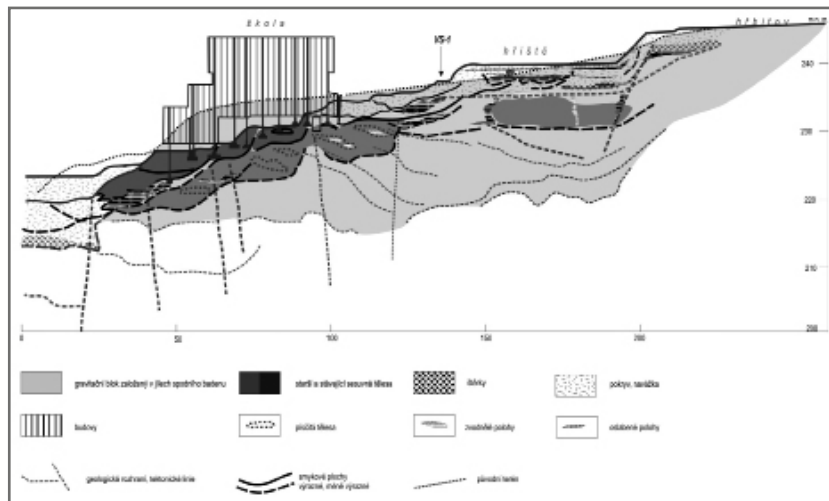
Fig. 4: Resistance cross-section along the south side of the school building, demarcation of the fault structure.



Obr. 5: Geologicko-geofyzikální řez po linii PF0. Vymezení kontaktu kulm/baden a okrajových zlomů karpatské předhlubně.

Fig. 5: Geological-geophysical cross-section PF0. Marking of contact of the Culmian/Badenian and marginal faults of the Carpathian Foredeep.





Obr. 7: Geologicko-geofyzikální řez po linii PF1. Vymezení sesuvného tělesa.
 Fig. 7: Geological-geophysical cross-section PF1. Marking of landslide body.

V geologicko-geofyzikálním řezu (obr. 5) na s. straně objektu, který byl sestaven podle georadarového měření po geofyzikální linii PF0 a hydrogeologického vrtu VS-1, byla upřesněna pozice kontaktu mezi paleozoikem (spodní karbon) a neogenní výplní (spodní baden) karpatské předhlubně. Dále jsou zde vymapovány dva zlomy karpatského směru, které probíhají souběžně s okrajem pánve (obr. 6).

V geologicko-geofyzikálním řezu vedeném po geofyzikální linii PF1 (obr. 7), který byl situován na v. straně objektu, je podrobně rozpracována struktura sesuvu. Byl zkonstruován na podkladě podrobné analýzy georadarového profilu, křížujících odporových řezů a výsledků dynamických penetrací.

Z geodynamického modelu vyplývá, že objekt ZŠ je založen v místě starého sesuvu, který je uložený v hloubce 5 až 10 m. Jedná se o geologické těleso, ve kterém se vyskytuje řada písčitých vložek čockovitého tvaru. Tato tělesa jsou uložena subhorizontálně nebo mírně vyběhají k povrchu. Na tomto starším sesuvu leží aktivní vrstva zvětralých jílu, které jsou podle dynamického projevu velmi plastické a deformované. Jedná se o aktivní sesuvné těleso o rozměrech 120 × 120 m. Z pozice základových prvků je patrné, že kromě obvodových patek na j. stěně je objekt založen v aktivní části sesuvu. Voda se do sesuvu dostává z horních partií svahu a to pod bází spráší nebo po bází zvětralého podloží neogénu. V místě aktivního sesuvu se voda postupným přetékáním po dílčích písčitých tělesech vsakuje a hromadí na jeho čele, tj. v prostoru před j. terasou školy.

Z plošné korelace georadarových dat vyplývá, že v sv. rohu pozemku školy se nachází dynamicky aktivní zóna, nejvýrazněji se projevující v hloubkovém intervalu 5 až 6 m, pravděpodobně se jedná o hlavní přítok vody do podloží objektu.

Závěr

Sesuv je založen ve spodnobadenských jílech – „téglech“, uložených v lokální elevační struktuře svahu nad

potokem Říčka. V důsledku starší říční eroze ve svrchním pleistocénu došlo k odlehčení paty svahu v jeho j. části. Tím se v důsledku působení laterálních sil (pravděpodobně po vrstevních plochách) vytváří rozsáhlé gravitační těleso, jehož bazální plochy leží až v hloubce okolo 20 m. V čele gravitačního bloku se v zóně zvětrání vytvářejí dílčí aktivní sesuvná tělesa (obr. 7). Báze starších sesuvů leží v hloubce asi 10 m. V hloubce 1 až 5 m se nachází aktivní sesuvné těleso převážně jílovitého charakteru, ve kterém jsou patrné projevy tečení a dalších svahových deformací. Čelo sesuvu se nachází asi 10 m pod j. terasou školy. Zájmový objekt ZŠ je založen do tohoto sesuvného tělesa.

Čelní – jižní řada patek – je založena 0,5 až 1,0 m pod aktivní smykovou plochu. Z tohoto pohledu zde existuje křehký rovnovážný stav.

V rámci geofyzikálního průzkumu byla vymapována významná tektonická linie, paralelní s okrajem flyšových Karpat, jejíž jedna větev probíhá pod areálem základní školy ve Šlapanicích. Podle strukturních projevů zaznamenaných v geofyzikálních profilech se může jednat o zlom s horizontálním pohybem.

Podrobnou analýzou vrtných a geofyzikálních dat byl vymezen okraj vyšší kry spodnokarbonských hornin. V rámci této analýzy byla dále interpretována indikace zlomu Z–V, která prochází vrcholovou partií svahu a definuje odlučnou zónu badenského sesuvu. Tento zlom s charakterem pravostranného posunu je dobře patrný i v 3D pohledu na zájmové území, zvláště pak v meandru erozního uzávěru, probíhajícího v patě zájmového svahu. Vlastní sesuvné těleso leží v prostoru vymezeném těmito dvěma zlomovými systémy.

V případě nezahájení stabilizačních opatření bude docházet k dalšímu vývoji sesuvného území a zvýšení jeho rizikovitosti. Stabilizační opatření budou spočívat především ve vybudování trvalých odvodňovacích prvků. V dolní části svahu se uvažuje o výstavbě zátěžového tělesa.

Po statické pasportizaci všech školních objektů bylo doporučeno osadit mělké značky pro sledování pohybů i mimo budovy školy, spolu se zpracováním projektu stabilizačních opatření. Pravidelné monitorování změn na budovách školy a v okolním terénu by zaznamenalo vývoj změn na konstrukci a v podloží objektu. Po výstavbě stabilizačních prvků by pak tento monitorovací systém umožnil potvrzení jejich účinnosti.

Poděkování

Článek vznikl za podpory projektu č. 390003 Základní geologické mapování území ČR 1 : 25 000 – Brněnsko. Děkujeme RNDr. Karlu Kirchnerovi za kritické posouzení rukopisu.

Literatura

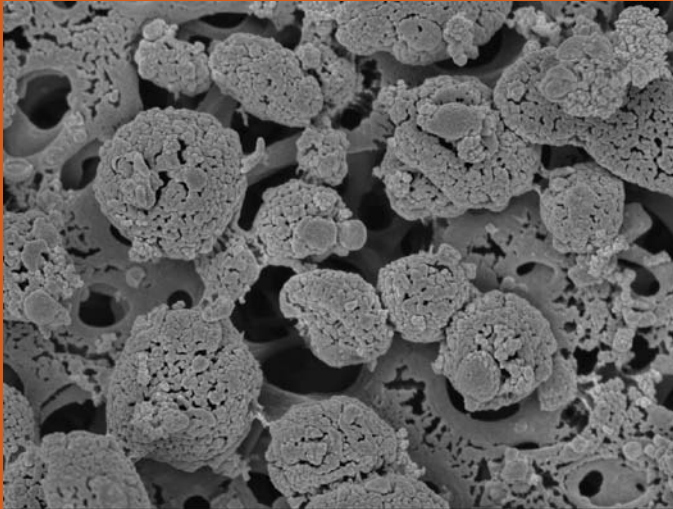
- Brzobohatý, R. (1987): Základní geologická mapa 1 : 25 000 24-431 Šlapanice. – MS, ČGS Praha.
- Buriánek, D. – Tomanová Petrová, P. (2013): Chemické složení řasových písčitých vápenců a vápnitých pískovců. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 7–12.
- Gartner, O. (1999): Znalecký posudek – Stavebně-technické posouzení současného stavu objektu základní školy ve Šlapanicích (součástí je opis posudku prof. Dr. Ing. Vojtěcha Mencla, DrSc., z roku 1979).
- Hubatka, F. (2012): Zpracování geotechnického posudku a posouzení stability svahu na akci: Snížení energetické náročnosti ZŠ Šlapanice. Geofyzikální a geotechnický průzkum. – MS, Kolej Consult & servis spol. s r. o., Křenová 36, Brno.
- Mělníčková, P. (2007): Závěrečná zpráva hydrogeologického průzkumu, hydrogeologické vyjádření a projekt vrtané studny. – MS, HS. geo. Brno.
- Poul, I. – Krejčí, O. – Hubatka, F. (2010): Fosilní sesuvy v neogenních mořských jílech na severu brněnské aglomerace – podceněný aspekt pro založení obytných staveb. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku 17, 195–198.
- Veselý, M. et al. (1990): Výškové zaměření a vyhodnocení svahu ZŠ ve Šlapanicích pro posouzení stability svahu. – MS FAST VUT Brno, katedra geodézie a geotechniky.



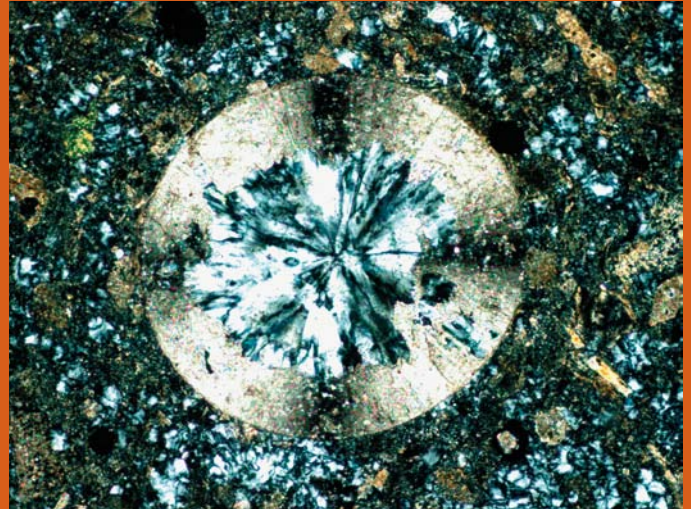
Kurfurstovo rameno (CHKO Litovelské Pomoraví), poloslepý meandr uzavřený avulzí řeky Moravy v 2. polovině 20. století. Foto O. Kielar, 2011.



Polní nálezk vltavínu z lokality Maletice. Foto F. Knížek, 2013.



Částice jeskynního aerosolu z Císařské jeskyně (Moravský kras), snímek v SE. Velikost delší strany fotografie 5 μm . Foto J. Faimon, 2005.



Průřez rostrem belemnita částečně silicifikovaném chalcedonem, vápnlitý spongolit oxfordu, vrt Olomučany O1, hloubka 35,0–35,1 m, fotografováno s analyzátozem. Velikost delší strany fotografie 1,4 mm. Foto H. Gilíková, 2013.



Žíla bazaltu prorážející amfibolity v činném lomu u obce Želešice. Foto D. Buriánek, 2012.



Tok Malé Ráztoky prorážející málo odolné jílovce mazáckého souvrství. Foto T. Galia, 2008.



Hlaniště ve Šlapanicích založené ve spodnobadenských jílech a v pleistocenních spraších. Foto P. Tomanová Petrová, 2013.

**ČESKOMORAVSKÝ
ŠTĚRK**
HEIDELBERGCEMENT Group



**muni
PRESS**

