

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY

na Moravě a ve Slezsku

GEOLOGICAL RESEARCH

in Moravia and Silesia

v roce
in the year

1995



Český geologický ústav
Sekce geologických věd PřF Masarykovy university
BRNO 1996



OBSAH

Contents

Autorský rejstřík

KVARTÉR

Quaternary

Cílek V. - Zander A.:	2
Nové poznatky o podloží cihelny v Dolních Věstonicích New data on underlying strata of the Dolní Věstonice brickyard	
Havíř J. - Skácelová Z.:	4
Tektonické otřesy na východním okraji Českého masívu Tectonic earthquakes in the eastern part of the Bohemian Massif	
Havlíček P.:	9
Významné sprašové lokality jižní Moravy Important loess localities of the South Moravia	
Ivan A. - Kirchner K.:	11
Nové poznatky o geomorfologii Pavlovských vrchů New results on the geomorphology of the Pavlovské vrchy Hills	
Jankovská V.:	13
Výsledky pylové analýzy sedimentů vrstvy "c" z lokality Brno - Černovice Pollen analysis of sediments of gravel pit at Brno- Černovice	
Karásek J.:	16
Valounová asociace štěrkopísků nízké říční terasy v Brně- Pisárkách Pebble association of the gravel sands of a low river ter- race at Brno-Pisárky	
Karásek J. - Seidl L.:	19
Morfostratigrafická pozice postbadenských štěrkopísků v hlíništi šlapanické cihelny Morphostratigraphic position of the Postbadenian gravel sands in the loam pit of the Šlapanice brick-work.	
Kirchner K. - Ivan A. - Brzák M.:	21
K rozšíření kvartérních fluviálních sedimentů v údolí Dyje v NP Podyjí To the distribution of Quaternary fluvial sediments in the Dyje river valley in the Podyjí National Park	
McCoy W. D. - Oches E. A. - Cílek V.:	23
Datování fosilního půdního komplexu v Modřicích u Brna pomocí racemizace aminokyselin Amino-acid chronology of Modřice fossil soil complex (Brno region)	
Musil R. - Valoch K. - Seidl L.:	26
Problémy "modřické terasy" v Brně-Pisárkách Present stratigraphic problems of fluvial "Modřice terrace" at Brno-Pisárky	

Musil R. - Karásek J. - Seidl L. - Valoch K.:	28
Fluviální akumulace v Brně- Černovicích Fluvial aggradational terraces at Brno- Černovice	
Smolíková L.:	32
Palaeopedologický výzkum profilu v Brně - Pisárkách Palaeopedology of the section at Brno - Pisárky	
Štelcl J. - Surý J. - Sas D.:	34
Zhodnocení přirozené radioaktivity v jeskyni Býčí skála ve střední části Moravského krasu Assessment of natural radioactivity in the Býčí skála Cave in the central part of the Moravian Karst .	
Vašátko J.:	37
Fosilní měkkýši z lokality Brno-Černovice II Fossil molluscs from the locality Brno-Černovice II	
Vít J.:	39
Interpretace vývoje Amatérské jeskyně na podkladě morfolgie a pozice hlavních chodeb Development interpretation of the Amatérská Cave on the basis of main passages position and morphology	
Vít J. - Hereman H.:	42
U/Th datování sintrů Holštejnské jeskyně U - series dating of the Holštejn Cave speleothems	

TERCIÉR A MEZOZOIKUM

ZÁPADNÍCH KARPAT A ČESKÉHO

MASÍVU

The Tertiary and Mesozoic of the West

Carpathians and the Bohemian Massif

Brzobohatý R.:	46
Výsledky systematické revize myctophidů (nimo rod Diaphus) centrální Paratethydy Results of the systematic revision of myctophid fishes (except Diaphus) in the Central Paratethys	
Bubík M.:	48
Hlubokomořské biofacie aglutinovaných foraminifer ve vnějším flyšovém pásmu Karpat Deep-water agglutinated foraminifera biofacies in the Outer Flysch Belt of Carpathians	
Bubík M.:	51
Nález druhu <i>Cetorhinus parvus</i> (Elasmobranchii) ve chvalčovských vrstvách předmagurské jednotky na Moravě Found of <i>Cetorhinus parvus</i> (Elasmobranchii) in the Chvalčov Beds of the Fore-Magura Unit in Moravia.	
Bubík M.:	53
Foraminifery podslezské jednotky a autochtonního karpatu z jámy č. 4 dolu Frenštát Foraminifera of the Subsilesian Unit and autochtonous Karpatian from the shaft No. 4 of the Frenštát Mine	
Doláková-Zdražilková N.:	54
Předběžné palynologické zhodnocení vrtů Šafov 12 a 13 Preliminary palynological report on boreholes Šafov 12 and 13	

Hanzl P. - Krejčí O.:56	Čejchan P.:78
Geochemické rysy granitických valounů magurského flyše Chřibů a jejich provenience	Rekonstrukce gradientů ve fosilních společenstvech pomocí teorie grafů
Geochemical features of the granitic pebbles from the Magura Flysch of the Chřiby Mts. and their provenance	Reconstruction of gradients in fossil communities using graph theory
Hrádek M.:59	Fediuková E.:81
Gravitační proudové skluzy a suťové laviny v miocénu okolí Moravských a Nových Bránic	Železem bohaté granáty z devonských kvarcitů a savorů při jz. okraji jesenického amfibolitového masivu v okolí Bělé
Gravity mass flows and rock-avalanches in the Miocene deposits at Moravské and Nové Bránice surroundings	Iron rich garnets of Devonian quartzites and mica schists close by the SW margin of the Jeseníky Amphibolite Massif (Hrubý Jeseník Mts.)
Ivanov M.:62	Grygar R.:82
Nález boidního hada (Serpentes; Boidae) z miocénu u Ivančic (jižní Morava)	Centrální přesmyk karvinské dílčí pánve OKR - kinematika a geneze
Discovery of a Boid snake (Serpentes; Boidae) from the Miocene near Ivančice (South Moravia)	The Karviná Central Thrust of the Ostrava - Karviná District (Upper Silesian Coal Basin) - kinematic and genesis studies
Kirchner K. - Krejčí O. - Roupec P.:65	Havíř J.:86
Geomorfologický a geologický výzkum některých lokalit v magurském flyši	Orientace hlavních směrů variských paleonapětí ve východní části Nížkého Jeseníku
Geomorphological and geological research of some localities in the Magura Flysch	Orientation of Variscan main paleostress directions in the eastern part of the Nížký Jeseník Upland.
Krhovský J.:68	Havíř J.:90
Spodnooligocenní bazální šitbořická událost - korelace sekvenční hranice ve ždánické jednotce a v sz. Předkavkazi	Vnitřní stavba kulmských slepenců východní části Nížkého Jeseníku
Early Oligocene Basal Šitbořice Event: correlation of the sequence boundary in the Ždánice Unit and NW Fore-Caucasus	Inner fabric of Culmian conglomerates of the Eastern part of the Nížký Jeseník Upland
Svatuška M.:70	Hladil J.:92
Informace o nových výzkumech geologické stavby ložiska zeinního plynu Příbor-Klokočov	Kolonizace mořského dna a globální krize ekosystému: pozdní devon, údaje z lomů ČEMO a.s. v Mokré
Information on the latest investigations of geological setting of the Příbor-Klokočov natural gas deposit	Colonisation of the sea-floor and global crises of the ecosystems: Late Devonian, data from the quarries of the ČEMO Inc. of Mokrá
Sváček P.:72	Chadima M. - Melichar R.:95
Bryozoa spodního badenu jihomoravské části karpatské předhlubně	Může být namur - A na Dražanské vrchovině?
Lower Badenian Bryozoa in South Moravian part of the Carpathian Foredeep	Can Namurian - A be found in the Dražanská vrchovina Upland?
Veselý L.:74	Kalvoda J. - Bábek O. - Nehyba S. - Špaček P.:98
Předkřídové zvětrání brněnského masivu u Boskovic	Svrchnodevonské a spodnokarbonské kalciturbidity z Lesního lomu v Brně-Líšeň (jižní část Moravského krasu)
Precretaceous weathering of the Brno Massif near Boskovice	Upper Devonian and Lower Carboniferous calciturbidites from the Lesní lom quarry in Brno-Líšeň (southern part of the Moravian Karst)
PALEOZOIKUM ČESKÉHO MASÍVU	
Paleozoic of the Bohemian Massif	
Bábek O.:76	Kalvoda J. - Melichar R. - Choroš M. - Malovaná A. - Roupec P. - Špaček P.:100
Tafonomie a biofacie konodontových společenstev jeseneckých vápenců na Dražanské vrchovině a jejich význam pro faciální analýzu	Některé nové výsledky výzkumů spodnokarbonských sedimentů na Dražanské vrchovině
Taphonomy and biofacies of conodont assemblages in the Jesenec Limestone of the Dražanská vrchovina Upland and their significance in facies analysis	Some new results of the study of Lower Carboniferous sediments in the Dražany Upland

Maštera L.:.....102
Petrofacie v drobách mohelnického souvrství (střední Morava) a andělskohorského souvrství (severní Morava a Slezsko)

The greywacke petrofacies of the Mohelnice Formation (Central Moravia) and the Andělská Hora Formation (Northern Moravia, Silesia)

Maštera L.:.....105
Valouny kyselých vulkanitů - významná složka slepenců viséských souvrství osoblažské kry (Slezsko)

Pebbles of acid volcanic rocks - significant component of Viséan conglomerates from the Osoblaha block (Silesia)

Mikuláš R. - Pek I. - Zapletal J.:.....107
Biogenní stopy na fyloidech hnědých řas z kulmu Dražanské vrchoviny

Biogenic traces on the brown algae phyloids from the Culm of the Dražany Upland

Orel P.:.....109
Stavba evropských variscid ve vztahu k problematice rozpadu řídicích litosférických desek a paleotektonickým rotacím s ohledem na východní okraj Českého masívu

Structure of the European Variscides, destruction of lithospheric plates and paleotectonic rotation at eastern margin of the Bohemian Massif

Otava J.:.....111
Litostratigrafie kulmu v příhraničních oblastech jižního Polska

Lithostratigraphy of the Culm facies in the frontier area of southern Poland

Přichystal A.:.....113
Moravskoslezské bradlové pásmo

The Moravo-Silesian Klippen Zone

René M.:.....118
Příspěvek ke geochemii spodnokarbonských hornin Nížkého Jeseníku

Contribution to the geochemistry of Lower Carboniferous sediments in the Nížký Jeseník Upland

Slavík L. - Melichar R.:.....120
Styk brněnského masívu a devonu Moravského krasu a jeho tektonický význam

The tectonic significance of the contact between the Brno Massif and Devonian rocks of the Moravian Karst

Smutná S.:.....122
Rybí fauna svrchního devonu a spodního karbonu na Moravě

Upper Devonian and Lower Carboniferous fish fauna in Moravia

Špaček P. - Kalvoda J.:.....127
Mikrofaciální srovnání vápencových valounů z některých lokalit kulmu Dražanské vrchoviny

Microfacial comparison of limestone pebbles from some localities of the Dražany Upland Culm

KRYSTALINIKUM ČESKÉHO MASÍVU

Crystalline rocks of the Bohemian Massif

Gregerová M.:.....131
Amfiboly z xenolitu metagabra (Bystrc-Bosonohy)

Metagabbro xenolithe amphiboles from Bystrc-Bosonohy

Grygar R. - Vavro M.:.....134

K charakteru a genezi tektonického styku lugicka a sílezika
A contribution to the character and genesis of the tectonic contact zone between the Lugicum and the Silesicum (Moravosilesian Region of the Bohemian Massif)

Grym V.:.....139

Příspěvek k distribuci pegmatitů ve strážeckém moldanubiku

Contribution to the distribution of pegmatites in the Strážek Moldanubicum

Hanžl P. - Němečková M.:.....144

Amfibolické kvarcitty s L - stavbou ze zóny Červenohorského sedla (Hrubý Jeseník)

Hornblende quartzites with L - fabric from the Červenohorské sedlo zone (Jeseníky Mts.)

Janoška M. - Hanžl P.:.....145

Strukturně geologický výzkum zábřežského krystalinika u Moravské Třebové

Structural and geological research of the Zábřeh Crystalline Unit near the town of Moravská Třebová

Morávek R.:.....147

Nálezová zpráva z výzkumu jižní části zábřežského krystalinika s.s. v roce 1995

A report on research in the southern part of the Zábřeh Crystalline Unit s.s. in 1995

Ondráček P. - Losos Z.:.....149

Nový nález lateritických zvětralín hadců v blízkosti Jemnice na Českomoravské vrchovině

A new find of lateritic products of serpentinite weathering near Jemnice, Czech-Moravian Upland

MINERALOGIE A LOŽISKOVÁ GEOLOGIE

Mineralogy and Economic Geology

Abraham M.:.....152

Regionální šlichová prospekce České republiky

Regional heavy mineral prospecting of the Czech Republic

Červinka O. - Fojt B.:.....154

Železnorudný výskyt u Vranové Lhoty

An iron ore occurrence near the village of Vranová Lhota (Central Moravia)

Fojt B. - Zeman J.:	155
Obsahy kobaltu a niklu v pyritech jesenických sulfidických stratiformních ložisek - indikátory metamorfního přepracování rudnin	
Cobalt and nickel content in the Jeseníky ore deposits pyrites - indicators of metamorphic ore changes	
Gregerová M., Rybák J.:	158
Šlichová prospekce v okolí Luhačovic	
Heavy minerals prospecting in wider surroundings of Luhačovice	
Hlávka R. - Krausová D. - Zimák J.:	159
Rentgenometrický výzkum barytu z rudních ložisek typu SEDEX a hydrotermálních žil v severovýchodní části Českého masivu	
X-ray powder diffraction study of barites from the SEDEX type ore deposits and hydrothermal veins in the north-eastern part of the Bohemian Massif	
Hranáč P.:	161
Šlichová prospekce na území flyšového pásma Západních Karpat	
Heavy mineral prospecting at the territory of the West Carpathians Flysch Belt	
Slobodník M.:	164
Rozlišování karbonátů barvením	
Distinguishing of carbonates by staining	
Slobodník M.:	166
Orientace struktur s krasovými projevy v dobývacích prostorech devonských a karbonových vápenců (Maloměřice-Hády, Líšeň-Lesní lom, Mokrá u Brna)	
Orientation of structures with karst phenomena in the Devonian and Carboniferous limestone (Maloměřice-Hády quarry, Líšeň-Lesní lom quarry, Mokrá quarry near Brno)	
Slobodník M. - Muchez P.:	168
Strukturální pozice karbonátových žil na jižním okraji Moravského krasu	
Structural position of carbonate veins at the southern margin of the Moravian Karst	
Stříž R. - Melichar R.:	171
Akumulace granátu v povodí řeky Svratky	
The garnet accumulation in the Svratka river basin	
Švestka J.:	174
Antropogenní součásti šlichových vzorků	
Anthropogenic constituents of heavy mineral concentrate samples	
Zimák J.:	175
Sulfidická mineralizace na lokalitě "Schusterloch" u Hluboček	
Sulphide mineralization at the locality "Schusterloch" near Hlubočky	

GEOARCHEOLOGIE

Geoarchaeology

Gregerová M.:	178
Petrografické rozborby středověké brněnské keramiky	
Petrographic analyses of the Medieval Brno ceramics	
Gregerová M. - Pospíšil P.:	180
Příčiny degradace stavebních materiálů lednického zámku	
Causes of degradation of the Lednice chateau building materials	
Gregerová M. - Střelcová E.:	182
Petrografická charakteristika stavebních materiálů památek okresu Prostějov	
Petrographic characteristics of building materials from historical monuments of the Prostějov District	
Gregerová M. - Valouch K.:	184
Degradace stavebního kamene - experimentální studie	
Degradation of building stone - an experimental study	
Hladilová Š.:	186
Předběžná zpráva o výsledcích studia miocenních fosilií z archeologických lokalit Dolní Věstonice a Předmostí u Přerova	
Preliminary report on the study of Miocene fossils from archaeological localities Dolní Věstonice and Předmostí u Přerova	
Sváček P.:	187
Studentská geologická konference	
Geological conference of students	
Seznam příspěvků studentů a doktorandů.....	188
List of contributions of students and doctorands	
Instrukce autorům	

Autorský rejstřík

- Abraham M., 152
 Bábek O., 76, 98
 Brzák M., 21
 Brzobohatý R., 46
 Bubík M., 48, 51, 53
 Cílek M., 2, 23
 Čejchan P., 78
 Červinka O., 154
 Doláková-Zdražilková N., 54
 Fediuková E., 81
 Fojt B., 154, 155
 Gregerová M., 131, 158, 178, 180, 182, 184
 Grygar R., 82, 134
 Grym V., 139
 Hanžl P., 56, 144, 145
 Havíř J., 4, 86, 90
 Havlíček P., 9
 Hercman H., 42
 Hladilová Š., 186
 Hladil J., 92
 Hlávka R., 159
 Hranáč P., 161
 Hrádek M., 59
 Chadima M., 95
 Choroš M., 100
 Ivan A., 11, 21
 Ivanov M., 62
 Jankovská V., 13
 Janoška M., 145
 Kalvoda J., 98, 100, 127
 Karásek J., 16, 19, 28
 Kirchner K., 11, 21, 65
 Krausová D., 159
 Krejčí O., 56, 65
 Krhovský J., 68
 Losos Z., 149
 Malovaná A., 100
 Maštera L., 102, 105
 McCoy W.D., 23
 Melichar R., 95, 100, 120, 171
 Mikuláš R., 107
 Morávek R., 147
 Muchez P., 168
 Musil R., 26, 28
 Nehyba S., 98
 Němcčková M., 144
 Ochcs E.A., 23
 Ondráček P., 149
 Orel P., 109
 Otava J., 111
 Pek I., 107
 Pospíšil P., 180
 Přichystal A., 113
 René M., 118
 Roupec P., 65, 100
 Rybák J., 158
 Sas D., 34
 Seitl L., 19, 26, 28
 Skáčclová Z., 4
 Slavík L., 120
 Slobodník M., 164, 166, 168
 Smolíková L., 32
 Smutná S., 122
 Střelcová E., 182
 Stříž R., 171
 Svatuška M., 70
 Sváček P., 72
 Surý J., 34
 Špaček P., 98, 100, 127
 Štelcl J., 34
 Švestka J., 174
 Valoch K., 26, 28
 Valouch K., 184
 Vašátko J., 37
 Vavro M., 134
 Veselý J., 74
 Vit J., 39, 42
 Zander A., 2
 Zapletal J., 107
 Zeman J., 155
 Zimák J., 159, 175

Úvodní slovo a pokyny pro autory

Vážené kolegyně a kolegové, velmi si vážíme vašeho zájmu publikovat v GVMS. Téměř dvousetstránkový rozsah předkládaného sborníku dokládá, že v českých zemích chybělo česky psané periodikum, které by operativně seznamovalo geologickou veřejnost s nejčerstvějšími výsledky geologických výzkumů na území Moravy a Slezska. Na základě této zkušenosti jsme nuceni připomenout, že časopis je určen pro co nejrychlejší vydávání česky psaných **dílčích výsledků, nálezových zpráv, abstraktů diplomových prací ap.** o maximálním rozsahu pět normostran A4 včetně literatury, tabulek a grafických příloh. Sborník totiž nemá stabilní redakci a dvoukolové recenzování a korigování některých rozsáhlejších prací, které se objevily v letošním sborníku je časově neúnosné. Nadále platí, že za odborný obsah ručí autoři. Příspěvky nejsou honorovány, avšak příspěvatelé dostávají autorský výtisk.

Osnova příspěvku:

Název (česky, anglicky)

Klíčová slova (max. 5, anglicky)

Mapa (24-13 Bystřice n. Perštejnem, 24-14 Boskovice)

Autoři (Josef Novák, František Pospíšil)

Adresy (celá adresa, včetně směrovacího čísla, event. e-mail)

Abstrakt (pouze v případě účelnosti, anglicky, německy, polsky)

Vlastní text

Citace v textu uvádějte podle uvedeného vzoru: Chlupáč (1994); (Liew et al. 1989); (Franke 1994, Kalvoda 1995); (Šalanský in Prouza 1992); (Graham - Powel 1984),

Literatura (dle norem "Pokyny pro autory geologických publikací '77 a dodatků z r. 1982, ÚÚG Praha)

Popisy k přílohám zařaďte za textovou část následovně: Obr. 1, Tab. I, text popisu bez tečky na konci

Technické pokyny:

Příspěvky odevzdejte na disketě 3.5 jako textový soubor uspořádaný podle uvedené osnovy v textovém editoru WRITE for WINDOWS. Použití jiných editorů konzultujte s redakcí. Přiložte vytištěný kompletní příspěvek včetně obrázků, tabulek, odstavců a speciálních typů písma.

Text nijak neformátujte, nedělte slova, odstavce ukončete klávesou ENTER, první řádek odstavce neodsazujte, nadpisy nezvýrazňujte, proložené, podtržené nebo tučné místo v textu bude zachováno. Nezapomeňte na mezeru za interpunkčním znaménkem.

Tabulky vytvořené v tabulkovém editoru (EXCEL, QUATRO) přiložte jako zvláštní soubor, pokud budete tabulku tvořit v textovém editoru, oddělujte jednotlivé položky tabulátorem a tabulku nerámujte.

Pérovky musí být kontrastní a dobře čitelné, počítejte s jejich zmenšením. Obrázky digitálně zpracované předejte prosím ve formátu TIFF, PIC, DXF, WMF, PCX, XLC nebo CDR (do verze 4.0).

K příspěvku přiložte poznámku jakým programem byl zpracován

Příspěvky pro další ročník Geologických výzkumů na Moravě a ve Slezsku posílejte **neipozději do 31. 1. 1997** podle uvedených pokynů na tuto adresu:

Redakce GVMS
Český geologický ústav
Leitnerova 22
658 69 B R N O

Doc. RNDr. A. Přichystal, CSc.
Katedra geologie a paleontologie PřF MU
Kotlářská 2
611 37 B R N O

nebo

Redakce si vyhrazuje právo odmítnout špatně připravený příspěvek.

K V A R T É R

Q U A T E R N A R Y

NOVÉ POZNATKY O PODLOŽÍ CIHELNY V DOLNÍCH VĚSTONICÍCH

New data on underlying strata of the Dolní Věstonice brickyard

Václav Cílek¹, Anja Zander²

(34-12, Pohořelice)

¹Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, Praha 6, 16500

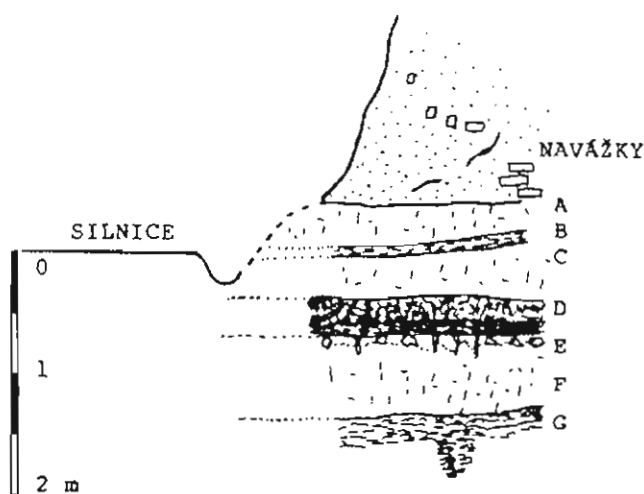
²Geologisches Inst. der Universität zu Köln, Abt. Quartärgeologie, Zülpicher str. 49, W-5000 Köln 1, Deutschland

Key words: loess stratigraphy, morphology

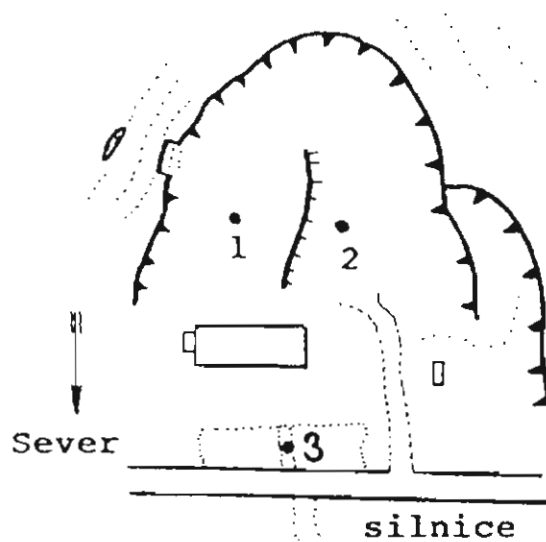
Profil sprašovým souvrstvím v cihelně v Dolních Věstonicích představuje jeden ze základních opěrných bodů kontinentální stratigrafie posledního glaciálního cyklu a proto mu byla v naší i ve světové literatuře věnována poměrně značná pozornost (Klíma 1963, Knor et al. 1953, Urban-Küttel 1985). V posledních letech přijíždějí každým rokem do cihelny v Dolních Věstonicích nejméně dva zahraniční týmy, aby se věnovaly různým paleoklimatickým a paleoenvironmentálním studiím. Kromě mezinárodního sprašového projektu vedeného G.J. Kuklou (viz zprávu o Modřicích v tomto svazku) jsem v posledních třech letech na lokalitě spolupracoval se dvěma německými týmy zabývajícími se termoluminiscenčním datováním sprašových sérií. Jedná se jednak o tým L. Zöllera z Max-Planckova Institutu v Heidelbergu (výsledky publikovány in Zöller et al. 1994), jednak o tým M. Frechena z Kvartérního oddělení Kolínské univerzity (TL-datování zpracováno v nepublikované diplomové práci A. Zander

1995). Současný vývoj spěje ke korelaci termoluminiscenčního datování, datování pomocí racemizace aminokyselin (Oches 1994) a magnetostratigrafie studované týmy z University of Minnesota (Oches a Bannerjee, preprint 1995) a z Kolínské univerzity (výsledky nepublikovány, metodika viz Reinders a Hambach 1995). Z našeho domácího hlediska je důležité s těmito pracovišti udržovat kontakt a referovat o jejich aktivitách, jinak ztrácíme kontakt s děním na vlastních lokalitách.

Součástí pravidelných kvartérních exkurzí Kolínské univerzity v roce 1995 byla pracovní návštěva Dolních Věstonic spojená s ručním vrtáním do dna cihelny do hloubky přes 6m s cílem ověřit existenci a vývoj fosilních půd starších než eem (komplex PK III). Šťastnou shodou náhod došlo během exkurze k odkrytí podložního komplexu v jen několika dnech odkrytých základových rýhách o celkové délce asi 50m pod budovaným restauračním objektem u silnice při vjezdu do cihelny. Rýhy zasahují



Obr. 1 Soubor fosilních půd v základech restaurace v Dolních Věstonicích při vjezdu do cihelny (dnes zastavěno). A - čistá, žlutá, vápnitá spraš stejného typu jako pod PK III. B - středně šedá, jílovitá, slehlá půda derivovaná ze spraše. C - žlutohnědá, dekalciifikovaná, slehlá spraš. D - černozemní horizont, který je ve svrchní části vyvinut jako jílovitá, drobtovitě se rozpadající, vápnitá černozem, jež směrem do hloubky přechází do tmavě šedého hutného jilu (epigeneticky, hydromorfně přeměněná černozem). E - karbonátový horizont, vzácné úlomky kostí. F - intenzivní hydromorfní přeměna spraše na hutný, šedo zelený, jílový horizont. G - tmavě hnědá, hutná jílová zemina vzniklá hydromorfní přeměnou fosilní půdy.



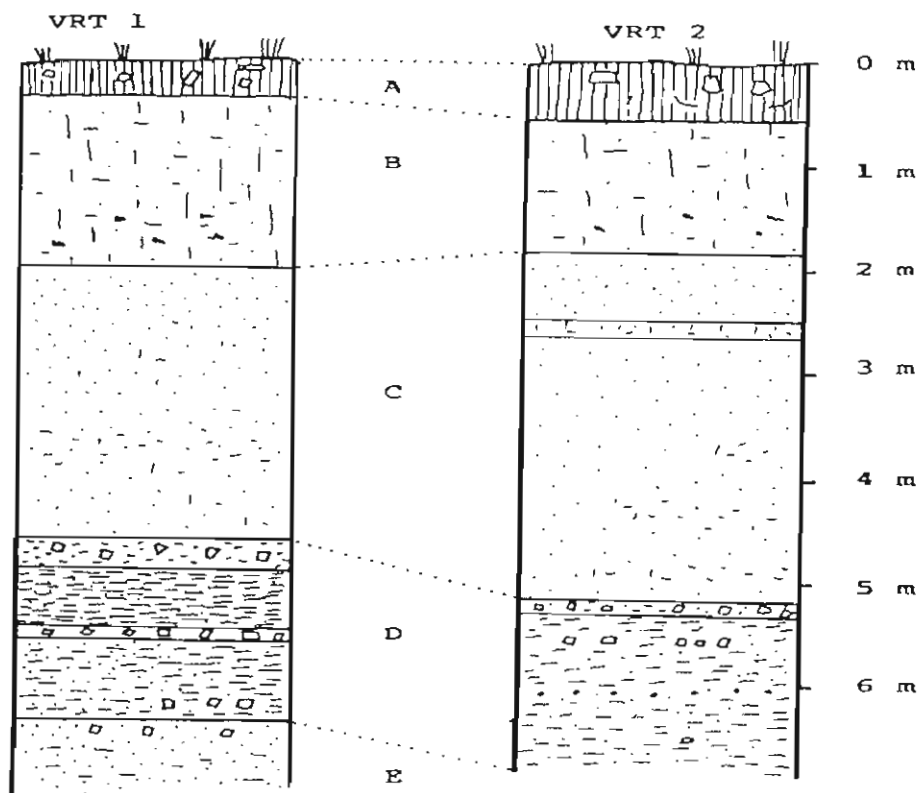
Obr. 2 Schématický náčrt cihelny v Dolních Věstonicích s lokalizací vrtů 1 a 2. Číslo 3 označuje lokalizaci předchozího profilu (Obr. 1)

až 2.3m pod úroveň silnice D. Věstonice-Pavlov, tedy asi na 171,7 m n.v. Mohutný profil odkrytý nad silnicí za budovanou restaurací je ve skutečnosti mohutnou navázkou složenou vesměs z písků a písčitých spraší. Nedotčený profil začínal teprve v úrovni asi 1-2 m nad silnicí, což je v souladu s nákresem cihelny publikovaném

Woldřichem a Stejskalem (1934). V západním cípu odkryvu při vjezdu do cihelny byly zjištěny základy cihlářské a vápenické pece (18.-19. stol. ?).

Přestože byla geologická situace v podloží cihelny již několikrát zjišťována (Havlíček a Kovanda 1985, Zeman et al. 1980, Brčák 1970) je užitečné vzhledem k důležitosti lokality soustředit maximum údajů.

podložní spraš je hydromorfně přeměněna na slehlou, žlutohnědou, jílovou půdu až zeminu. Nejdůležitější je mohutná, tmavě šedá, střední poloha. Ve své svrchní části je tvořena zjílovčlou. místy slabě vápnitou, nepochybnou černozemí s relikty drobtovité struktury, která směrem do hloubky laločnatě přechází do tmavě šedého až nazelenalého, hutného jílového horizontu, který má ve



Obr. 3 Dokumentace vrtů do dna cihelny v Dolních Věstonicích. A- moderní půda, B- žlutá, vápnitá, typická, místy prachovitá spraš. C- poloha vátých písků místy s více jílovými partiemi nebo vložkou písčitých spraší (vrt 2). D- poloha splachů tvořená nahmědlými písčitými jíly místy s gravelitovými vložkami. E- písčité jíly.

Geologická stavba lokality je poměrně složitá. Blok cihelny je postižen kernými sesuvy a podle shromážděných údajů (viz např. Havlíček a Kovanda 1985) je pravděpodobné, že podloží modelované aktivním tokem Dyje je poměrně členité. Dalším faktorem, který má důležitý vliv na epigenetické změny pohřbených půd v podloží cihelny je systém odvodňování sprašového pokryvu. Zvodně jsou vázány na subhorizontální zjílovatělé partie a zejména na subvertikální až šikmé odlučné plochy sesuvných šupin, na kterých může dojít až ke vzniku pseudokrasových závrťů, propátek a drobných jeskyní (Čilek 1996, v tisku). Na jednu z lokálních zvodní je vázán porost rákosu v jižní části cihelny.

Nejdůležitější nové poznatky poskytla síť základových rýh probíhající paralelně a kolmo na silnici v. od vjezdu do cihelny. Bylo zde odkryto souvrství tří hydromorfně postižených, jílových půd uložených ve více či méně slehlých a dekalciifikovaných spraších (viz obr. 1). Horní půda představuje degradovaný, středně šedý, silně jílový horizont blízký zemině. Rovněž jeho

své spodní části vyvinutý karbonátový horizont. Asi 20 cm pod půdním horizontem byla nalezena asi 30 cm dlouhá, drobtovitě až mazlavě rozpadlá kost velkého savce (předána do AÚ). Ve spodní části profilu vystupuje tmavě hnědá, slehlá, masivní, jílová zeminu, pravděpodobně představující epigeneticky, hydromorfně změněnou půdu. Souvrství jako celek působí dojemem jednoho až dvou půdních komplexů, které původně ležely ve vyšší, sušší pozici, ale svahovými pohyby nebo zvýšením úrovně spodní vody se dostaly do vlhčího prostředí, v kterém prodělaly závažné změny. Pro detailní stratigrafické zařazení scházejí důkazy, ale superpozice ukazuje na větší stáří než PK III (cem) a je vcelku logické ve shodě s Havlíčkem a Kovandou (1985) předpokládat, že se může jednat o části komplexů PK IV a PK V.

Oba vrty jsou jen necelých 7m hluboké (viz obr. 2 a 3) a odpovídají svým průběhem vrtu V-32 (Brčák 1970). Spraš překvapivě záhy vyznívá pod parahnědozemí PK III a hlubší souvrství je tvořeno vcelku monotónními písky s občasnými jílovými polohami a

splachy štěrčků. Je zřejmé, že dno cihelny se zastavilo na takové úrovni, kdy písčitost a tedy nízká vazkost suroviny již neumožnila další těžbu. Podložní písky mají charakter spíš vátych písků (respektive ve spodní části přeplavených vátych písků) prostrádaných svahovými splachy než fluvialními sedimentů. Splachy mohou mít charakter jak štěrčkových poloh tak jílovitě-písčitých horizontů. Souvrství je ekvivalentem spraše předposledního glaciálu a "souvrství písků", jak je nazývá Woldřich a Stejskal (1934) může mít vložky písčitých spraší. Atypický vývoj, hydromorfní postižení a špatné podmínky pro zachování fosilií snižují stratigrafickou hodnotu této části profilu, ale na druhou stranu zajímavým způsobem dokreslují celkové prostředí vývoje posledního

glaciálního cyklu v Dolních Věstonicích.

Nedořešený stratigrafický problém se týká pozice nejspodnější černoze země odkryté ve věstonické cihelně. Havlíček a Kovanda (1985 a další práce) ji jako třetí černoze země přiřazují ke komplexu PK II a za komplex PK III považují pouze mohutnou spodní parahnědoze země. Argumentují existencí sprašové mezivrstvy mezi parahnědoze zeměmi a spodní černoze zeměmi. Tuto spraš se nám ani při dosti podrobných výkopech nepodařilo nalézt. Podle naší interpretace se jedná o vybělenou, lesivovanou polohu pod spodní černoze zeměmi, tedy jednoznačně o jediný komplex PK III sestávající ze tří hlavních členů: spodní černoze země, lesivované mezipolohy a parahnědoze země.

Literatura:

- Brčák J. (1970): Kvartérní sedimenty věstonické brány.- MS. Rigor. práce UJEP. Brno
Cílek V. (1996, v tisku): Sprašový pseudokras.- Vesmír.
Havlíček P., Kovanda J. (1985): Nové výzkumy kvartéru v okolí Pavlovských vrchů.- *Antropozoikum* 16, 21-59. Praha.
Klíma B. (1963): Dolní Věstonice. Výzkum tábořiště lovců mamutů v letech 1947-1952. Str. 45, NČSAV. Praha.
Knor A. et al. (1953): Dolní Věstonice. Výzkum tábořiště lovců mamutů v letech 1945-47.-26-31, NČSAV. Praha.
Oches E.A. (1994): Aminostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of Central European loess deposits.-MS. Dissertation, pp 1-227. University of Massachusetts, USA (uložena v knihovně Geol. ústavu AV ČR).
Oches E.A., Bannerjee S.K. (1995, preprint): Rock-magnetic proxies of climate change from loess-paleosol sediments of the Czech Republic.-*Studia geophysica et geodetica*, INQUA Environmental Magnetism Symposium. Pp 1-21.
Reinders J., Hambach U. (1995): A geomagnetic event recorded in loess deposits of Tonchesberg (Germany): identification of the Blake magnetic polarity episode.-*Geophys. J. Int.* 122, 407-418.
Urban-Küttel B. (1985): Jungquartäre Vegetations- und Bodentwicklung in Lössgebieten Europas.-MS. Dis. práce 1-290. (Místo vydání neuvedeno, práce uložena v knihovně Geol. ústavu AV ČR).
Woldřich J., Stejskal J. (1934): Geologický profil hlinitěm a svázení v cihelně u Dolních Věstonic na Moravě.-*Firgenwald* 10. Liberec.
Zander A. (1995): Luminiszenzdatierung und sedimentologisch-pedologische Bearbeitung des Lössprofils von Dolní Věstonice.-Diplom-Arbeit. Geologisches Institut der Universität zu Köln. Pp 1-93 (práce uložena v knihovně Geol. ústavu AV ČR).
Zöller L., Oches A., McCoy W.D. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary.-*Quat. Sci. Rev.* 13, 465-472.

TEKTONICKÉ OTŘESY NA VÝCHODNÍM OKRAJI ČESKÉHO MASÍVU

Tectonic earthquakes at the eastern part of the Bohemian Massif

Josef Havíř, Zuzana Skácelová

Ústav fyziky Země, Ječná 29a, 612 46 Brno

Key words: earthquakes, Nízký Jeseník, Boskovice Furrow

Východní okraj Českého masívu tvořící předpolí alpsko-karpatského orogenu se noří pod příkrov Západních Karpat a jeho současná tektonická situace je silně ovlivněna stykem těchto základních geologických jednotek. Alpínská orogeneze významně ovlivnila stavbu svého předpolí a projevila se blokovým rozpadem Českého masívu podél starších zlomových systémů (Malkovský 1979). O významu alpínského porušení kůry epivariské

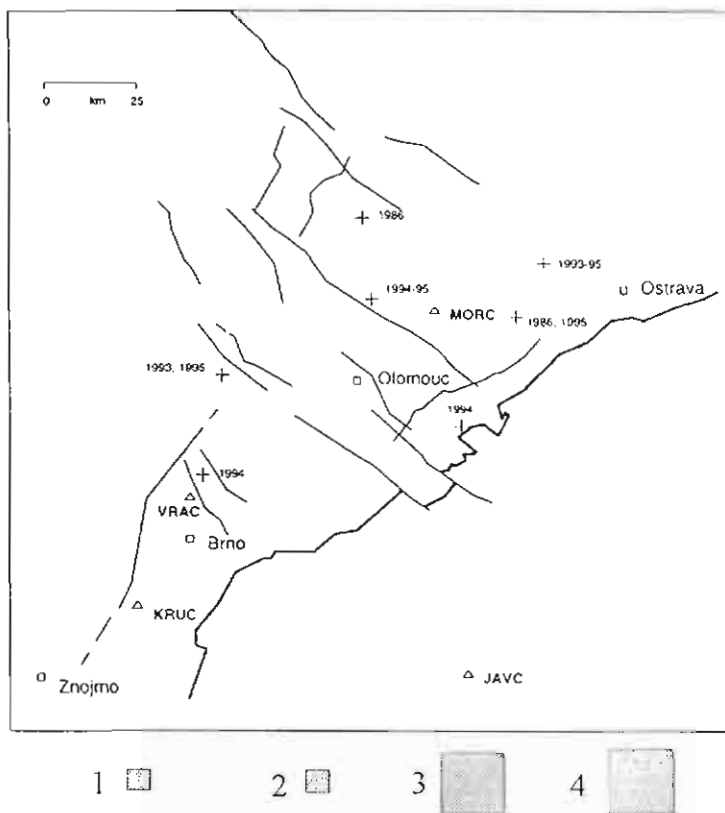
platformy svědčí četné doklady neovulkanické aktivity.

Na východním okraji Českého masívu jsou zemětřesení spojená s recentními tektonickými pohyby známá již z historických pramenů, především z okolí Šumperka a Opavy. Silná zemětřesení ze Slezska a severní Moravy jsou uváděna z let 1785 a 1786 (např. Holub, Ruprechtová, Klíma 1992; Kárník, Michal, Molnár 1958), v tomto století se projevila seismická aktivita

významným způsobem v okolí Opavy v letech 1931 a 1935 (Holub, Ruprechtová, Klíma 1992; Kárník, Michal, Molnár 1958), na Šumpersku pak v letech 1935 (Zátopek 1939) a 1986 (Holub, Ruprechtová, Klíma 1992). K oživení seismické aktivity na Opavsku zaznamenané seismickými stanicemi došlo pak v létě 1993 (Holub, Šťastná, Trýbová 1994; Šťastná, Trýbová 1994). V roce 1994 byla uvedena

Jesenická oblast

Tektonické ořesy byly registrovány v jesenické oblasti již seismickou sítí Blahutovice provozovanou v letech 1983 - 1987. Jde především o silné tektonické ořesy z okolí Šumperka v roce 1986, které byly pozorovány také makroseismicky. Ve stejném roce byly seismickou sítí



Obr. 1 Tektonické ořesy na Moravě. 1 - seismologická stanice, 2 - přibližná epicentra tektonických jevů na Moravě, 3 - zlomy, 4 - hranice karpatských příkrovů. Přibližné lokalizace drobných tektonických ořesů na východním okraji Českého masivu. Lokalizace vychází z registrací seismologických stanic VRAC a MORC, lokální seismické sítě Blahutovice a stanic Ústavu geoniky AV ČR Ostrava.

do provozu širokopásmová seismická stanice MORC na lokalitě Červená u Libavé. Následující text vychází především z pozorování seismické aktivity na této stanici a také na stanici VRAC na lokalitě Vranov u Brna.

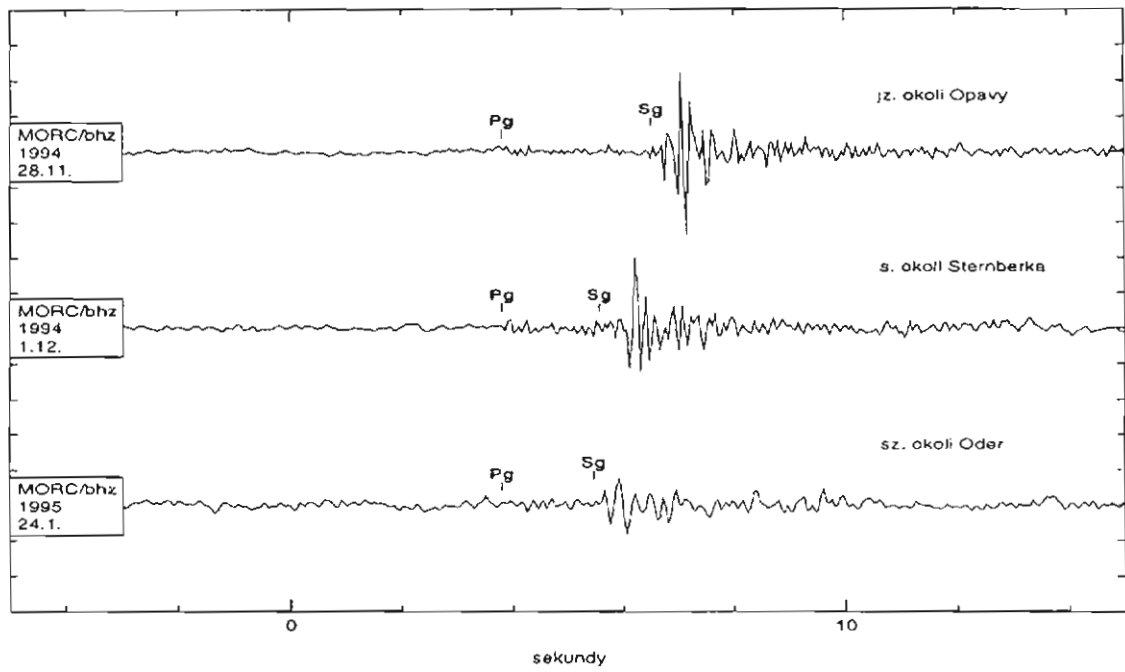
Současné výskyty lokálních tektonických ořesů

Současné registrace lokálních tektonických jevů při východním okraji Českého masivu se opírají především o kontinuální digitální záznamy stanic MORC a VRAC. Další dvě seismologické stanice s kontinuálními záznamy (JAVC a KRUC) byly uvedeny do provozu teprve v nedávné době. Některé tektonické ořesy z blízkého okolí stanic MORC a VRAC bylo možno alespoň přibližně lokalizovat (Obr. 1). Stanice MORC zaregistrovala řadu jevů z jesenické oblasti (Hrubý a Nížký Jeseník). Stanice VRAC zaregistrovala menší počet ořesů v boskovické brázdě a jejím blízkém okolí. Seismický roj z okolí Válašského Meziříčí zaznamenaný řadou stanic 9.8.1994 je dále diskutován společně s jevy z jesenické oblasti.

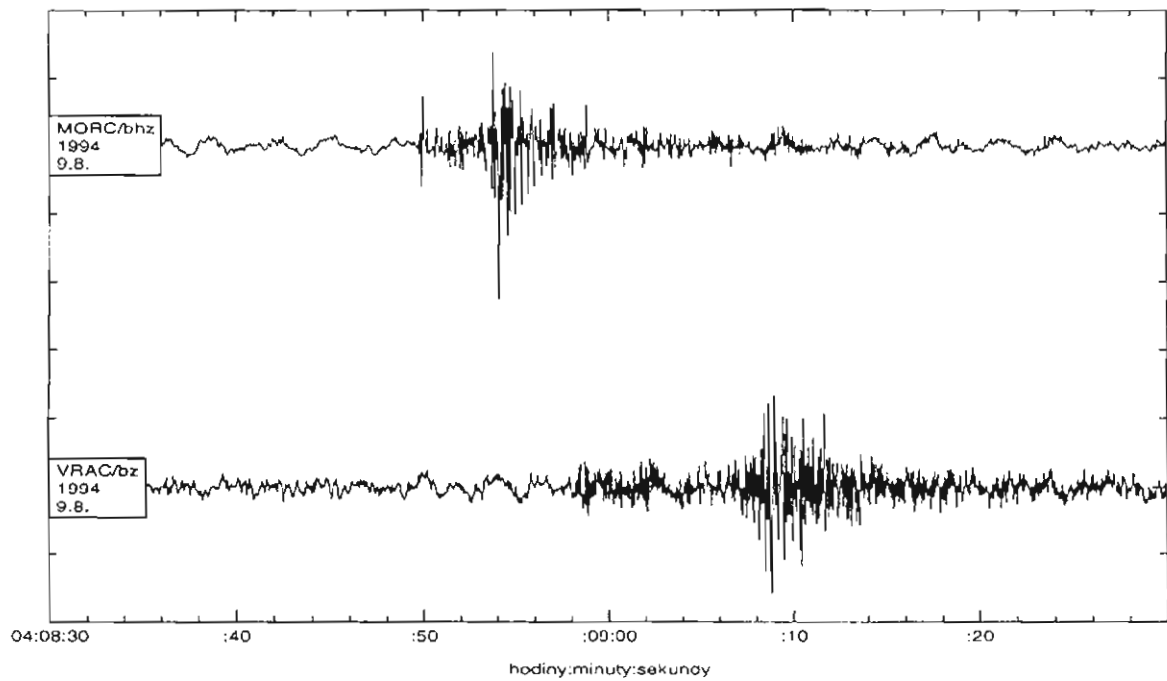
Blahutovice registrované také slabé lokální tektonické ořesy v kulmu Nízkého Jeseníku, sz. od Oder (Firbas a kol. 1987). Vzhledem k blízkosti epicenter k seismické síti bylo možné tyto ořesy poměrně přesně lokalizovat.

Známé jsou také registrace tektonických ořesů z okolí Opavy stanicemi Frenštátského polygonu a stanicí Ostrava-Krásné Pole (ČAV) v roce 1993 (Holub, Šťastná, Trýbová 1994; Šťastná, Trýbová 1994). Některé z těchto ořesů byly registrovány také stanicí VRAC. Od roku 1994 je v provozu širokopásmová seismologická stanice MORC na lokalitě Červená u Libavé. Již na podzim roku 1994 tato stanice detekovala řadu lokálních tektonických jevů z blízkosti stanice (Obr. 2), silnější z nich byly díky kontinuálnímu záznamu zaznamenány také stanicí VRAC. Registrace těchto tektonických ořesů pokračovaly také v roce 1995.

Na základě Pg-Sg časů byla z tabulek Jeffreys-Bullen (1967) pro regionální jevy přibližně určena epicentrální vzdálenost jednotlivých slabých tektonických



Obr.2 Ukázky záznamů lokálních tektonických otřesů zaregistrovaných v Nížkém Jeseníku seismologickou stanicí MORC.



Obr.3 Záznamy nejsilnějšího jevu z roje z okolí Valašského Meziříčí (9.8.1994) na stanicích MORC a VRAC.

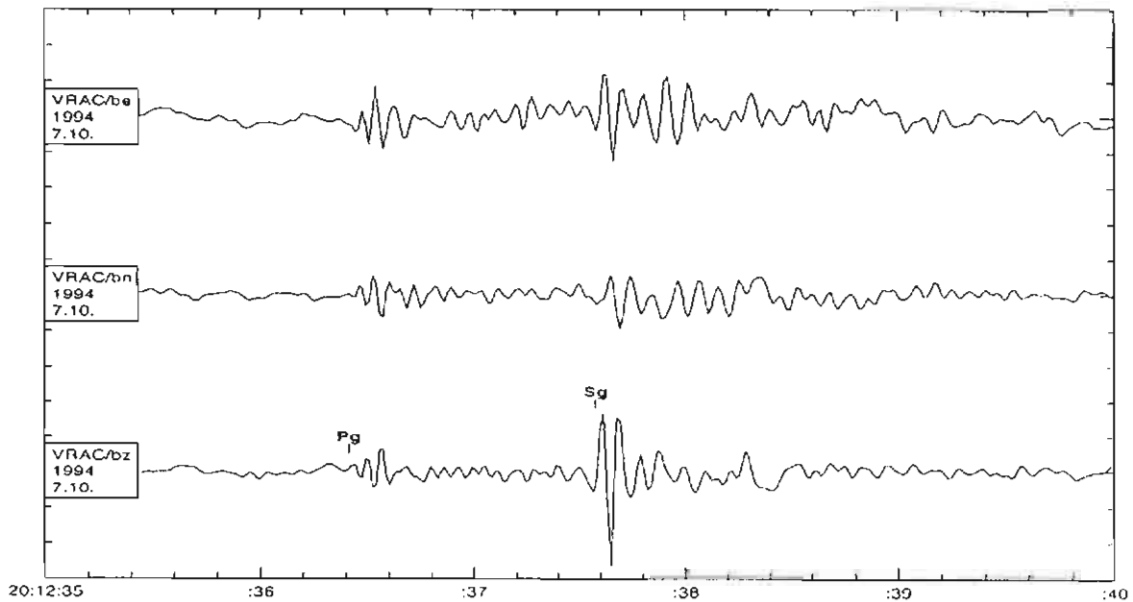
jevů od stanice MORC. Výsledky polarizační analýzy pomohly zjistit přibližný azimut příchodu seismického signálu u záznamů silnějších jevů, tyto výsledky byly potvrzeny také registracemi těchto jevů stanicí VRAC. Některé tektonické otřesy se tak podařilo přibližně lokalizovat.

Některé přibližné lokalizace se zhruba kryjí s lokalizacemi již dříve registrovaných jevů. Několik jevů

spadá na rozlínání karpatských příkrovů a neogénní předhlubně. Nelze vyloučit, že jejich epicentra leží ve skutečnosti poněkud východněji, tedy v karpatských příkrovech. Vzhledem k malé mocnosti karpatských příkrovů v této oblasti lze však i tyto jevy pokládat za projevy recentních tektonických pohybů v rámci Českého masívu.

Boskovická brázda a její okolí

V roce 1993 byly registrovány lokální tektonické



Obr.4 Ukázka velmi slabého tektonického otřesu z okolí Blanska registrovaného seismologickou stanicí VRAC.

bylo lokalizováno do Oderských vrchů sz. od Oder, kde byla registrována již dříve zmíněná skupina tektonických otřesů v roce 1986. Další lokalizace spadají do jz. okolí Opavy. Tektonické otřesy na Opavsku z roku 1993 byly lokalizovány také do oblastí jižně od Opavy (Holub, Šťastná, Trýbová 1994; Šťastná, Trýbová 1994). Nově byly zjištěny lokální tektonické jevy pocházející ze severního okolí Šternberka. Významnou zlomovou strukturou probíhající severně od Šternberka, se kterou by bylo možné uvedené otřesy spojovat, je temenický zlom. Při současných znalostech však zatím nelze souvislost seismické aktivity s temenickým zlomem jednoznačně potvrdit. Podobná situace je také při hledání vztahu otřesů z Oderských vrchů ke zlomu v údolí řeky Odry nebo vztahu seismické aktivity jižně od Opavy k jesenickému zlomu (Kumpera 1994).

Zvláštní pozornost si zaslouží seismické jevy registrované v okolí Valašského Meziříčí 9.8.1994 stanicemi Frenštátského polygonu, které provozuje ČAV (Kaláb 1994). Díky kontinuálnímu záznamu stanic MORC a VRAC bylo možné detekovat během tří hodin devět otřesů z okolí Valašského Meziříčí. Lokální magnitudo nejsilnějšího jevu tohoto zemětřesného roje (Obr.3) bylo 1.5, pro výpočet lokálního magnitudu byla použita rovnice z práce Scheerbaum, Stoll (1983). Lokalizace otřesů roje

otřesy s epicentrem v severní části boskovické brázdy v blízkosti křížení severního pokračování východního okrajového zlomu boskovické brázdy s konicko-nectavskými zlomy (Havíř, Pazdírková 1995). Tyto jevy byly registrovány kromě stanice VRAC také celou řadou i vzdálenějších stanic, což umožnilo jejich spolehlivější lokalizaci. Epicentrum v severní části boskovické brázdy potvrdila také polarizační analýza. Další otřes z tohoto místa byl zaregistrován stanicí VRAC v roce 1995, o shodném epicentru s jevy z ledna 1993 svědčí nejen stejný časový rozdíl mezi příchodem Pg a Sg fáze a výsledek polarizační analýzy, ale také podobný tvar signálu.

15.9.1995 byl zaregistrován jiný tektonický otřes ze severního zakončení boskovické brázdy, tento otřes byl slabě zachycen také stanicí MORC. Podle epicentrální vzdálenosti od stanice VRAC a podle polarizační analýzy však tento otřes musel pocházet z místa zhruba sz. od epicenter předchozích jevů.

Tři velmi slabé tektonické jevy zachycené stanicí VRAC ve dnech 6. a 7.10.1994 pocházely z velmi blízkého okolí stanice (obr.4). Vzdálenost epicenter od stanice se pohybovala kolem 10 km, polarizační analýza ukazovala na příchod seismického signálu od SV. Vzhledem k velmi malé epicentrální vzdálenosti lze i při větší nejistotě v určení směru příchodu seismického signálu spolehlivě

lokalizovat tyto otřesy do blízkosti blanenského prolomu.

Závěr

Registrace citlivých seismologických stanic ukazují existenci slabé seismické aktivity při východním okraji Českého masívu. V severní části na Opavsku a v okolí Šumperka jsou z historických záznamů známy i silnější makroseismicky pozorované otřesy. Tektonická aktivita východního okraje Českého masívu je nepochybně silně ovlivněna recentními pochody v rámci alpsko-karpatského orogenu. Vztah tektonických otřesů ke konkrétním zlomovým strukturám v Českém masívu však není jednoznačný.

Za povšimnutí stojí skutečnost, že se všemi přibližně zjištěnými epicentrálními oblastmi je spojena existence významných zlomových struktur směru SZ-JV (temenický zlom, konicko-nectavské zlomy, blanenský prolom atd.). Výzkum tektonických otřesů na východním okraji Českého masívu ztěžuje jejich malá intenzita a tedy nedostatek kvalitních registrací na větším počtu seismologických stanic. Silnější otřesy, jejichž analýza by mohla významně přispět k řešení řady dosud nezodpovězených otázek, jsou však na území Moravy a Slezska velmi vzácné. Proto je pro získání lepších výsledků potřebná delší doba pozorování.

Předložený příspěvek vznikl za finanční podpory GA ČR (reg.č.grantu: 205-93-2143)

Literatura:

- Firbas P. a kol. (1987): Geofyzikální průzkum lokality jaderné elektrárny severní Morava, Detailní seismické rajonování (Zpracování dat od 9.7.1984 do 9.7.1987). - MS Geofyzika Brno.
- Haviř J., Pazdírková J. (1995): Série otřesů z okolí Jevíčka (leden 1993) a tektonické otřesy z Nizkého Jeseníku (listopad a prosinec 1994). - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 110. Brno.
- Holub K., Ruprechtová L., Klíma K. (1992): Přirozená a indukovaná seismická seismická severní Moravy. - in: Kaláb Z. (ed.): Sborník referátů z celostátní konference seismologů, 12.5.1992, Ostrava-Poruba, 28-50. Ostrava.
- Holub K., Šťastná E., Trýbová M. (1994): Oživení seismické aktivity v širším okolí Opavy v roce 1993. - U-R-GP, 11, 430-435
- Jeffreys H., Bullen K. E. (1967): Seismological tables. - Smith & Ritchie Ltd. Edinburgh.
- Kaláb Z. (1994): Seismická frenštátské oblasti - aktuální dodatek. - sborník referátů z reg. konference seismologů inženýrská seismologie" 10.5.1994. Ostrava.
- Kárník V., Michal E., Molnár A. (1958): Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei. - Geofyzikální sborník 1957, No. 69, 411-598. Praha.
- Kumpera O. (1994): Geologická stavba opavské neogenní pánve a její vztah k opavské seismické oblasti. - sborník referátů z reg. konference seismologů "inženýrská seismologie" 10.5.1994, Ostrava-Poruba, 95-101. Ostrava.
- Malkovský M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. - knihovna ÚÚG, sv. 53.
- Scheerbaum F., Stoll D. (1983): Source parameters and scaling law of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) aftershock. - Bull. Seismol. Soc. Amer. 73, 1321-1343.
- Šťastná E., Trýbová M. (1994): Zemětřesení z širšího okolí Opavy v letech 1992-1993. - in Kaláb Z. (ed.): Sborník referátů z regionální konference seismologů "inženýrská seismologie", 10.5.1994, Ostrava-Poruba, 112-121. Ostrava.
- Zátopek A. (1939): Zemětřesení v severní části Země Moravskoslezské 24. července 1935. - III. Ročenka Stát. ústav geofys., 1939. Praha.

VÝZNAMNÉ SPRAŠOVÉ LOKALITY JIŽNÍ MORAVY

Important loess localities of the South Moravia

Pavel Havlíček

Český geologický ústav, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1

Key words: Quaternary, stratigraphy, loess, fossil soils, palaeomagnetism, fluvial accumulations

Oblast jižní Moravy se svými kvartérními sedimenty má v evropském měřítku vyjímečné postavení. Je totiž významným spojovacím článkem při korelaci skandinávského, kontinentálního a alpského horského zalednění. Pro toto území jsou kromě složitých fluvialních akumulací a dalších genetických typů kvartérních sedimentů typická sprašová souvrství z období celého pleistocénu. V předloženém článku jsou uvedeny jen nejdůležitější, dosud alespoň zčásti odkryté sprašové lokality s odkazem na nejdůležitější literaturu s fotodokumentací a obrázky.

Brno-Červený kopec (1)

Jedná se o sprašovou lokalitu světového významu s až 20 fosilními půdami a půdními komplexy (Zeman 1992). Je zde úplný sled spraší s PK I-XII. (PK I - půdy iničiálního vývojového stádia, PK II - černozemní řady, PK III-IV - illimerizované půdy s nadložními, vesměs polygenetickými černozeměmi, PK V-VI - braunlehmovitě parahnědozemě, s vývojovou tendencí k braunlehmům/ jsou i ve starších půdních komplexech, kde však vystupují v nadloží plastosolových půd, PK VII-XI - plastosolové půdy /braunlehm s braunlehmovitými parahnědozeměmi v nadloží/ a PK XII - rubefikované braunlehm. Nejstarší půdy vykazují zpravidla (výrazné znaky rubefikace). Významné paleomagnetické rozhraní mezi středním a spodním pleistocénem (Brunhes/Matuyama), zjištěné ve sprašovém souvrství v PK X, PK Xa, resp. v těsném nadloží, leží v nadloží mladšího štěrkopiskového pokryvu ve smyslu Zemana (1973). Kukla (1975) uvádí z báze PK XI (jeho cyklus K) naměřený paleomagnetický event Jaramillo, tj. ca 0,9-1 mil.let BP. V PK X byla nalezena i bilharská fauna (Musil et al. 1982). V současné době je lokalita, kromě oplocené chráněné části a výchozu spraší s PK Xa, ve velmi špatném stavu.

Dolní Věstonice (2)

V cihelně a jejím jižním okolí jsou vyvinuta spodno- až svrchnopleistocenní sprašová souvrství s fosilními půdami. V bývalé cihelně jde o stratotyp svrchního pleistocénu ve facii sprašových sérií suché oblasti. Tento profil je korelován s blízkým Stillfriedem v rakouské části vídeňské pánve (PK I se Stillfriedem B, PK II a III se Stillfriedem A). Odkrytá část začíná mocnou středopleistocenní (risskou) spraší, na jejímž povrchu je zachován Bt-horizont parahnědozemě s černozemním A-horizontem (PK III, R/W). V nadložní spraši jsou 2 černozemě PK II. Ve výše položených nejmladších spraších je vyvinut světle hnědý půdní horizont PK I, na jehož povrchu leží soliflukcí rozvlečené spraše a písky s

hojnými uhlíky, artefakty a kostmi zvířat i lovců mamutů z období gravettienu (=pavlovienu, radiokarbonové datování 27.660 ± 80 let BP, Gr. N.13.962 a 28.300 ± 300 let BP, Gr. N. 2092 - Svoboda et al. 1991, Klíma et al. 1962, Klíma 1987). Kromě hojně malakofauny (Havlíček, Kovanda 1985) jsou běžné i osteologické nálezy mamuta, srstnatého nosorožce, soba, vlka, lišky, koně (Klíma 1983, Fejfar 1990, Svoboda et al. 1991). Profil byl zpracován i dalšími specialisty, viz Hradilová 1996, Oches 1994, a je i nadále středem pozornosti zejména zahraničních geologů a specialistů. Ve dně cihelny byly navrtány i další 2 PK (PK IV?, PK V?). J. od cihelny byla v roce 1987 odkryta 10-16 m mocná, sesuvy a soliflukcí porušená souvrství eolických a svahových sedimentů včetně 3 fosilních půdních komplexů (Havlíček 1991). Všechny jsou zdvojené a odpovídají půdám ze skupiny plastosolů. Jejich tvorba mohla naposledy probíhat v teplých obdobích mindelského glaciálu (PK VII-IX, Smolíková 1991). V podloží je spodnopleistocenní 40-ti metrová terasa Dyje, částečně jsou již sedimenty ždánicko-hustopečského souvrství.

Sedlec u Mikulova (3)

Ve sprašové sérii sv. od Sedlece u Mikulova, j. od křižovatky do Bulhar, je v rekultivačních zářezech vyvinuto nejméně 5 PK zahrnujících 10 fosilních plastosolových půd, odpovídajících typologicky rubefikovaným, hnědě ozemněným a illimerizovaným braunlehmům a zemitým rotlehmům. Všechny zastoupené půdy představují jen bazální dvojice 5 PK. Z počtu dochovaných půd, jejich systematické příslušnosti i jejich intenzivní polygeneze vyplývá, že je zde zahrnuto nejméně 5 interglaciálů a je dokladem dlouhotrvajícího a složitého průběhu úseku konce spodního až středního pleistocénu. Paleomagnetickým měřením (ETH Zürich, Forster, Heller, ústní sdělení) bylo stanoveno stáří celého profilu v rozmezí 0,430 a 0,788 mil.let BP. Paleozoologický výzkum ukázal, že všechny polohy spraší obsahují pouze chladnomilné druhy, tzv. collumelových faun (Havlíček et al. 1994).

Bořetice (4)

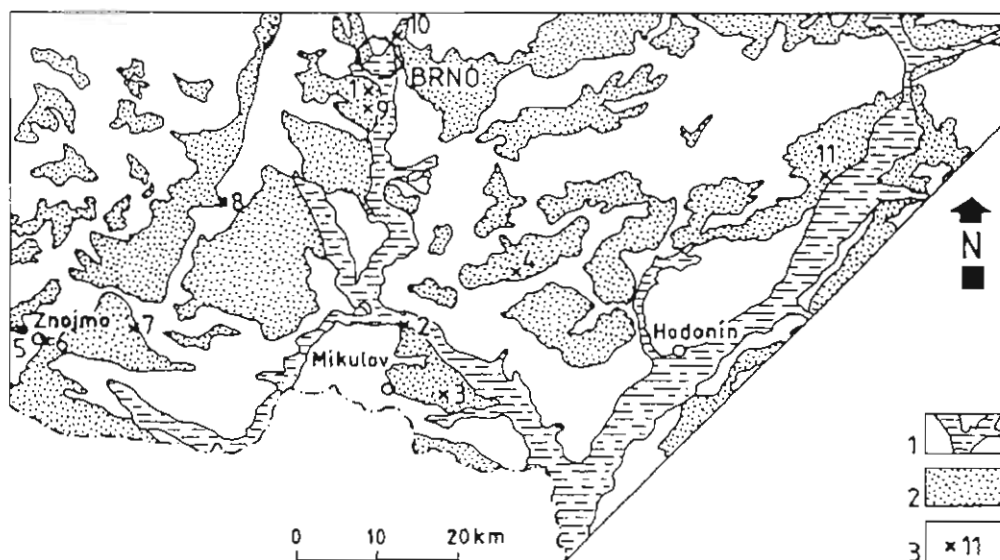
V rekultivačních zářezech s. od obce jsou částečně ještě odkryty 4 fosilní parautochtonní půdy a útržky fosilních půdních sedimentů. Nejspodnější odpovídá zemitému rotlehm, vyšší pak hnědě ozemněnému braunlehm. Stářím odpovídají min. PK VII, tj. počátku středního pleistocénu, příp. jsou i starší. Nad tímto souvrstvím je uprostřed profilu soliflukcí přemístěná poloha spraší, svědčící o hiátu. Nad ní jsou

ještě 2 další hnědé interglaciální fosilní půdy a půdní sedimenty. Tato sprašová série je jedním z dalších důkazů existence periglaciální zóny a eolické činnosti ve starších fázích pleistocénu (Havlíček, Smolíková 1993).

Znojmo-Sedlešovice (5)

Na jz.okraji Sedlešovic nad úvozovou cestou, za

spraše stillfriedský pedokomplex A (PK III a II). Bazální půda PK III(R/W) je reprezentována illimerizovanou půdou. Ta je překryta spraší, z níž se vyvinula černozem (= teplejší výkyv časného glaciálu). Následovala sedimentace markeru a mocných poloh hlinopísků, které byly substrátem spodní půdy PK II. Jde o mírně degradovanou černozem, jejíž humózní horizont je zastoupen opět hlinopísky. Svrchní černozem PK II je překryta rovněž markerem a



Obr. 1 Mapa významných sprašových lokalit na jižní Moravě (rozšíření kvartérních sedimentů dle Žebery 1964).

Vysvětlivky: 1 - fluviální písčitohlinité sedimenty, 2 - spraše a sprašové hlíny, 3 - významné sprašové lokality, číslování v textu a v mapě: 1. Brno - Červený kopec, 2. Dolní Věstonice, 3. Sedlec u Mikulova, 4. Bořetice, 5. Znojmo - Sedlešovice, 6. Znojmo - bývalé Dřevařské závody, 7. Lechovice, 8. Vedrovice, 9. Modřice, 10. Brno - Židenice II, Růženin dvůr, 11 - Polešovice

garážemi, je obnaženo souvrství eolických a deluvioeolických sedimentů o mocnosti 10-12 m. V souvrství je až 5 fosilních půd. Pro celý odkryv je typická teleskopická stavba. Z nejvyšší interglaciální půdy (R/W) se dochoval jen 20 cm mocný karbonátový horizont. Starší půdy jsou parahnědozemního charakteru. Celé souvrství leží na fluviálních písčitéch štěrcích mladšího štěrkopískového pokryvu (spodní pleistocén). Na základě paleomagnetického měření (ústní sdělení Forster, Heller, ETH Zürich) je však celé sprašové souvrství mladší než paleomagnetické významné rozhraní Brunhes/Matuyama, tj. je středopleistocenní (Smolíková, Zeman 1979).

Znojmo-bývalé Dřevařské závody (6)

Jedná se o jednu z nejvýznamnějších svrchnopleistocenních eolických sérií při povrchovém styku Českého masivu s karpatskou předhlubní. Z paleopedologického hlediska je zde zachován zákonitý sled půdního vývoje PK III-I, tedy Stillfriedu A a B. Bazální půda odpovídá plně vyzrálé illimerizované půdě, následují výše 3 černozemě, pararendzina a pseudoglej iniciálního vývojového stadia. Popsané souvrství leží v nadloží tzv. hlavní terasy Dyje středopleistocenního stáří (Havlíček, Smolíková 1995).

Lechovice(okres Znojmo) (7)

V bývalé cihelně vystupuje v nadloží risské

hlinopísky. Zvláštností tohoto profilu je, že eolická sedimentace je zde z velké části nahrazena akumulacemi hlinopísků (např. na rozdíl od Dolních Věstonic). Kromě ve stěně odkrytých fosilních půd byl sondou ve dně cihelny ověřen další, soliflukci rozvlečený a mrazově prověřený půdní sediment (PK IV?). Popsaný 14 m mocný sprašový profil překrývá středopleistocenní tvořilhrázkou (=hlavní) terasu Jevišovky. Tím se tato lokalita řadí mezi další opěrné stratigrafické body svrchního a středního pleistocénu (Havlíček, Smolíková 1995).

Pro úplnost uvádím další významné sprašové lokality, dnes již zcela aplanované.

Vedrovice (8)

Při archeologickém výzkumu příkopů z období lineární keramiky a moravské malované keramiky, asi 750 let j.z. od kostela ve Vedrovicích (dr. Ondruš, Moravské muzeum, Brno), bylo odkryto souvrství spraší, deluviálních a soliflukci přemístěných sedimentů a fosilních půd. Spodní půdou je hnědě ozemněný braunlehm min. PK VII a svrchní půdou je iniciálně vyvinutá pararendzina. Ke vzniku soliflukci ohnutých, blíže nespecifikovaných mrazových klínů, hojně prostupujících spodní půdou, došlo v období po vývoji braunlehm a před výraznou soliflukci (Havlíček, Smolíková 1992).

Známé jsou i další brněnské lokality sprašových sérií s početnými fosilními půdami, jako jsou např. Modřice (9 - svrchní pleistocén, částečně odkryto) a Brno-Židenice

II, Růženin dvůr (10 -spodní až střední pleistocén, 8 fosilních púd bylo v 5 PK - V,VI,VII,VIII a X - Smolíková, Kovanda 1983). V dneš již úplně zavezené cihelně v **Polešovicích** (okres Uherské Hradiště, 11) byla odkryta středopleistocenní sprašová série s PK IV a V (Havlíček 1980).

Literatura

- Fejfar O. (1990): Dolní Věstonice. Station der Mammutjager. - In Weidert W.K.: Klassische Fundstellen der Palaeontologie, 2, 234-240. Goldschneck.- Verlag Korb.
- Havlíček P. (1980): Vývoj terasového systému řeky Moravy v hradištském příkopu. - Sbor. geol. věd, Antropozoikum 13, 93-125, Praha.
- Havlíček P. (1991): Dolní Věstonice II - nová významná kvartérně geologická lokalita. - Acta Univ. Carol.-Geol., Kettner vol. No.3-4, 283-288, Praha.
- Havlíček P., Kovanda J. (1985): Nové výzkumy kvartéru v okolí Pavlovských vrchů. - Antropozoikum, 16, 21-59, Praha.
- Havlíček P., Smolíková L. (1992): Významný sprašový profil na jv. okraji brněnského masivu u Vedrovic (okres Znojmo). - Věst. Čes. geol. Úst., 67, 6, 441-446, Praha.
- Havlíček P., Smolíková L. (1993): Sprašová série u Bořetic (jižní Morava). - Věst. Čes. geol. Úst., 68, 1, 19-24, Praha.
- Havlíček P., Smolíková L. (1995): Kvartérně geologický a paleopedologický výzkum v okolí Lechovic (okres Znojmo). - Věst. Čes. geol. Úst., 70, 1, 61-65, Praha.
- Havlíček P., Smolíková L. (1995): Vývoj svrchnopleistocenních eolických sedimentů ve Znojmě-Dřevařských závodech. - Věst. Čes. geol. Úst., 70, 1, 67-74.
- Havlíček P., Smolíková L., Kovanda J., Břizová E. (1994): Loess complex near Sedlec (Southern Moravia). - Sbor. geol. věd, Antropozoikum 21, 5-18, Praha.
- Hradilová J. (1996): Mikromorfologické studium sprašového profilu posledního interglaciálu a časného glaciálu v Dolních Věstonicích. - Věst. Čes. geol. Úst., 71, 1, 57-68, Praha.
- Klíma B. (1983): Dolní Věstonice, tábořiště lovců mamutů. - Academia, Památky naší minulosti 12, 1-178, Praha.
- Klíma B. (1987): Mladopaleolitický trojhrob v Dolních Věstonicích. - Archeol. rozhl. 39, 241-254, Praha.
- Klíma B., Kukla J., Ložek V., De Vries H. (1962): Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des palaeolitischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter Wisternitz). - Antropozoikum 21, 93-145, Praha.
- Kukla G.J. (1975): In Butzer K.W. - Isaac G.L. (eds.): After the Australopithecines, 99-188, Mouton Publishers. The Hague, Paris.
- Musil R. et al. (1982): Kvartér Brněnské kotliny. Stránská skála IV. - Stud. Geographica, 80, 1-283, Brno.
- Oches E. (1994): Aminostratigraphy Geochronology and palaeoclimatology of Central European loess deposits. - 1-227, University of Massachusetts.
- Smolíková L. (1991): Plastosoly na lokalitě Dolní Věstonice II. - Acta Univ. Carol.-Geol., Kettner vol. No.3-4, 289-302, Praha.
- Smolíková L., Kovanda J. (1983): Die Bedeutung der pleistozänen Sedimente des Fundortes Růženin dvůr (Brno-Židenice II) für die Stratigraphie des Brno-Beckens. - Antropozoikum, 15, 9-38, Praha.
- Smolíková L., Zeman A. (1979): Fossilböden im Profil von Sedlešovice und ihre Beziehung den Flussablagerungen. - Věst. Ústř. úst. geol., 54, 4, 215-224, Praha.
- Svoboda J., Kovanda J., Mook W.G., Šilar J., Smolíková L., Svobodová H., Tomášková S. (1991): Dolní Věstonice II - Western Slope. - Études et Recherches Archéologiques de l'Université de Liège, 54, 1-101, Liège.
- Zeman A. (1973): Současný stav výzkumů pleistocenních fluvialních sedimentů v Dyjskosvrateckém úvalu a jejich problematika. - Stud. geogr. (Brno), 36, 41-60, Brno.
- Zeman A. (1992): New data on the Quaternary at Červený kopec Hill in Brno. - Scripta, 22, Geology, Masarykova univ. Brno.

NOVÉ POZNATKY O GEOMORFOLOGII PAVLOVSKÝCH VRCHŮ

New results on the geomorphology of the Pavlovské vrchy Hills

(34-12. Pohořelice, 34-14, Mikulov, 34-21, Hustopeče a 34-23 Břeclav)

Antonín Ivan, Karel Kirchner

Ústav geoniky AV ČR, pobočka Brno, Drobného 28, P. O.Box 23. 613 00 Brno

Key words: Pavlovské vrchy Hills, morphostructure, denudation, chronology, weathering forms

Abstract.

Structure (lithology and tectonics) were main controlling factors in evolution of the Pavlovské vrchy (Hills). This is apparent from forms of limestone klippe and their detailed modellation (karst, "rock cities", tafoni, slickensides) as well as from denudation chronology and valley pattern.

Vápencová bradla Pavlovských vrchů, nápadná krajinná dominanta jižní Moravy, vystupující Děvinem téměř 400 m nad údolní nivu Dyje, jsou tvary podmíněné strukturou, trosky střížného příkrovu vypreparované diferenciální erozí z méně odolného flyše. Současné znalosti

geologické stavby umožňují přesněji rozlišit vlivy endogenních a exogenních procesů a přesněji charakterizovat morfostrukturu, jak pokud jde o vztah ke stavbě hluboce pokleslého platformního fundamentu Českého masivu, tak o detailnější vztahy mezi stavbou

příkrovu ždánické jednotky a jednotlivými bradly. Ve vývoji reliéfu měla značný význam i kerná tektonika.

V hlubokém podkladu karpatské předhlubně a ždánického příkrovu upadá krystalický fundament Českého masívu i s pokryvem jurských karbonátů rychle k V a představuje původně subhorizontální zarovnaný povrch, který byl před překrytím spodnomiocenními sedimenty pravděpodobně pobřežní krasovou nížinou. Flexurní deformace pohřbeného okraje Českého masívu s rychle narůstajícím sklonem k V, je komplikovaná zlomy, zčásti

	nadm. výška m	relativ. výška m	délka km	šířka km	směr delší osy
Děvín	549,7	až 210	2,2	0,3-0,8	SV-JZ
Kotel	483,3	do 130	1,5	0,6	SSZ-JJV
Stolová	458,3	110	1,5	0,6	S-J
Turold	385,1	110	1,0	do 0,3	S-J
Svatý kop.	363,0	130	1,7	do 0,5	SV-JZ

Tab.1 Hlavní morfometrické charakteristiky největších bradel Pavlovských vrchů

prokopírovanými do málo odolných miocenních sedimentů. V nich byly topografické projevy zlomů snadno setřeny erozí. V reliéfu se uplatňuje zdvihová kra antitetického věstonického zlomu (Adámek 1986), tvořená do velké míry okrajovou částí příkrovu ždánické jednotky. Věstonický zlom a bulharský zlom (na styku s vídeňskou pánví) způsobují, že jimi vymezená vysoká kra ždánické jednotky má charakter podélné hřástě. K její morfologické individualizaci přispěla, zejména u bulharského zlomu, snadná eroze měkkých sedimentů výplně vídeňské pánve, která vedla ke vzniku resekventního svahu na zlomové čáře. Reliéf čelní části příkrovu je komplikovaný příčnými zlomy směru Z-V až SZ-JV, jejichž amplitudy jsou do velké míry odpovědné za velmi rozdílné nadmořské výšky sečných vrcholových povrchů vápencových bradel. Povrchy jsou pravděpodobně zbytky původně jednotného badenského abrazního povrchu.

Morfologickým projevem podélné kerné tektoniky je sníženina sv. od Mikulova (mikulovská kra, Buday-Menčík-Špička 1967) vzniklá vyklizením části miocenních sedimentů (z. okraj kry tvoří jv. vápencový svah Svatého kopečku).

Absolutní a relativní výšky bradel i jejich velikosti se od S k J zmenšují. Bradla jsou uspořádána zhruba na linii SV-JZ, která se stáčí do směru S-J. Odchytku tvoří pouze bradlo Svatého kopečku (Tab. 1).

Tvary velkých bradel odrážejí prvky šupinové, vrásové případně kerné stavby. Izoklinální stavba je nejzřetelnější u Děvína, který má profil kozího hřbetu s příkrým severozápadním strukturálním srázem na vrstevních čelech a mírnějším svahem na vrstevních plochách. Jz.

část tohoto svahu má tvar typické žehličky (flatiron). Výrazné strukturální srázy jsou dále na z. svahu Kotle a s. části Stolové. Setkáváme se i s neobvyklými konvexními profily, které některým částem bradel Kotle a Svatého kopečku dávají tvar zvonovité. U malých bradel u Mikulova (Šibeničnick, Zámecký vrch, Kočičí skála) se geologická struktura v jejich tvarech projevuje méně zřetelně. Ve střední části vrchů (okolí Klentnice) je zřejmé, že bradla vystupují nad sečný povrch na flyši ve výšce 320-350 m, místy se zbytky badenských sedimentů, které tak povrch datují.

Profily některých svahů bradel nebo jejich částí byly modifikovány procesy gravitačního rozvolňování (podporovaného sesuvy) a mrazového zvětrávání. Gravitační rozvolňování dospělo nejdále na Širočím hrádku, kde bylo usnadněno malou hloubkou flyšového podloží. Gravitační porušení je tak rozsáhlé, že je možno v této souvislosti hovořit o skalním městě. Intenzitu kryogenních procesů dokumentují velké mocnosti soliflukčních hlín a sutí, které se táhnou od úpatí bradel až do údolních den (u Děvína až do údolí Dyje u Dolních Věstonic).

Přes málo příznivé podmínky pro vznik krasových tvarů je jejich soubor dosti pestrý (Bosák a kol. 1984), i když nejcennější tvary (koryto podzemního krasového toku) byly zničeny těžbou. Geomorfologicky cennými tvary jsou hojně dutiny typu tafoni, v literatuře popisované jako vírové nebo Jüttnerovy jámy. Jsou na subvertikálních stěnách z masivního ernstbrunnského vápence (na brekciovitých vápencích chybí), převážně se z. a j. (t.j. teplou) expozici (Soutěska, Kotel, Stolová). Mají velmi rozdílnou velikost a na jejich vzniku se podílely procesy chemického, mechanického (tzv. negativní exfoliace) i biologického zvětrávání. Na klasické lokalitě K. Jüttnera při cestě ze Soutěsky na Děvín, se nachází ve vápencové stěně 9 výrazných kruhovitých a oválných dutin (viz obr. č.5 a č.6 v práci Jüttnera z roku 1922). Hloubka dutin dosahuje od 14 do 19 cm, největší dutina má rozměr 35 cm v delší ose. V j. části stěny jsou ve stěnách dutin zbytky Fe-Mn kůry.

Na vápencích jsou topografickým projevem kerné tektoniky zlomové stěny (Soutěska, Olivetská na jz. výběžku Svatého kopečku) a také četná dobře zachovaná tektonická zrcadla (nejvíce na jv. svahu Děvína).

Ménší nadmořské výšky bradel u Mikulova pravděpodobně souvisí s příčnou poklesovou depresní zónou směru Z-V, využívanou potokem Včelínkem. Ve sníženině, která pokračuje k V na linii lednických rybníků jsou zachovány i mladší neogenní sedimenty (Čtyroký 1989). Kerná tektonika se projevuje i v půdorysu údolní sítě (převládají směry SZ-JV a SV-JZ). Většina údolí je suchá, především ve v. části v pískovcích ždánicko-hustopečského souvrství, zčásti vyplněná sprašemi. Některá údolí ukazují i na vliv tektoniky severojižní.

Neobvyklým rysem reliéfu Pavlovských vrchů je velké rozšíření kvartérních sedimentů (spraší a svahových sedimentů) a jejich velké mocnosti v relativně vysokých, topograficky exponovaných

polohách. Naproti tomu dna širokých kryopedimentových sníženin, lemujících z. a j. okraje vrchů, mocnější kvartérní sedimenty postrádají. Tento kontrast vyniká zvláště ve

srovnání s výlučně erozním reliéfem Dunajovických vrchů.

Pavlovské vrchy jsou geomorfologicky významným spojovacím článkem s Východními Alpami.

Geomorfologické průzkumy byly podporovány grantovým projektem č. 205/94/1222 GA ČR.

Literatura

- Adámek J. (1986): Geologické poznatky o stavbě mezozoika v úseku Jih jihovýchodních svahů Českého masivu.- Zemní plyna nafta, 31, č.4, s. 453-486, Hodonín.
- Bosák P. a kol (1984): Krasové jevy vrchu Tuřel u Mikulova.- Studie ČSAV, 5, Academia, Praha, 105 s.
- Buday T., Menčík E., Špička V. (1967): Tektogeneze vnitrokarpatkých depresí z hlediska stavby a reliéfu podloží vídeňské pánve.- Rozpravy ČSAV, řada MPV, 77, 6, Academia, Praha, 51 s.
- Čtyrský P. (1989): Pannonian and ? Pontian at the SW margin of the Vienna Basin near Mikulov (Moravia, Czechoslovakia).- Věstník ÚÚG, 64, 5, 258-265, Praha.
- Čtyrský P., Havlíček P., Stránil Z., Pálenský P., Matuška J., Unger J. (1995): Geologická a přírodovědná mapa CHKO a BR Pálava. Měřítko 1:25 000.- Správa CHKO a BR Pálava, ČGÚ, Praha.
- Ivan A. (1973): Outline of denudation chronology of the Mikulovská vrchovina (Highland).- Folia Fac. Univ. Brunensis, XIV, Geogr. 9, 35-43, Brno.
- Jüttner K. (1922): Entstehung and Bau der Pollauer Berge.- A. Bartosch, Nikolsburg, 67 s.

VÝSLEDKY PYLOVÉ ANALÝZY SEDIMENTŮ VRSTVY "C" Z LOKALITY BRNO - ČERNOVICE

Pollen analysis of sediments of gravel pit at Brno - Černovice

(24-34, Ivančice)

Jankovská Vlasta

Botanický ústav AV ČR, Bělidla 4a, 60300 Brno

Key words: Lower and Middle Pleistocene, pollen analysis.

Pro pylovou analýzu byly odebrány dva vzorky z vrstvy "c" ve vzdálenosti asi 6 m od sebe (bližší popis viz Musil et al. 1996). Křemičitany byly odstraněny preparací v kyselině fluorovodíkové (po dobu 24 hod.) a nežádoucí organický materiál byl poté odstraněn metodou acetoanalýzy. Na kyselinu chlorovodíkovou materiál nereagoval. Pylová analýza byla provedena pouze u vzorku č.1. Ve vzorku č.2 byla pylová frekvence zcela nedostačující, ovšem charakter pylového spektra byl stejný jako u vzorku č.1.

Vzorek č.1 (z hloubky 180 cm). Bylo hodnoceno pylové spektrum ze dvou preparátů o velikosti krycího skla 24x32 mm. Mikroskopicky obsahoval chemicky zpracovaný vzorek jemnou organickou dřív. Pylová frekvence byla minimální a všechna pylová zrna byla zkorodovaná. Mimo pylových zrn rodu *Pinus* se na ostatních sporomorfech nezachovaly žádné determinační znaky. Poškozena byla nejen buněčná blána, ale nebyly patrné ani apertury a zakreslen byl i tvar pylových zrn.

Vyhodnocení

Z výsledného pylového spektra nelze dělat hlubší závěry. Pylová zrna *Pinus* obou typů mají podle všech

znaků blíže k typům terciérním než mladopleistocenním a holocenním. Je zřejmé, že pyl *Pinus* byl relativně dobře

Zjištěné pylové spektrum:

<i>Pinus diploxylon</i>	typ	46
<i>Pinus haploxylon</i>	typ	122
<i>Pinus</i> undeterm.		17
<i>Picea</i> (?) - vzdušné vaky		4
Konifery undeterm.		10
Varia - pyl. zrna undeterm.		93
Triletní spóry		2

determinovatelný a korpus pylu měl ve většině případů oba vzdušné vaky. Je to v ostrém protikladu k ostatním zcela zničeným pylovým zrnům. Mezi nimi nebyly nalezeny ani taxony, jejichž pylová zrna se dobře uchovávají i ve špatném sedimentačním prostředí (např. *Betula*). Celkový charakter získaného pylového spektra a narušení sporomorf naznačuje, že k jejich poškození došlo již v době jejich ukládání při resedimentaci materiálu.



Foto 1 Černovice I, severní stěna. Na bázi se nacházejí hrubé štěrky (mocnost ca 2,5 m) v jejich podloží jsou brněnské pisky. V nadloží je vrstva písčitých lakustrinních jílů (mocnost ca 80 cm), nad kterými jsou uloženy drobnější štěrkopisky (viz Musil et al. 1996) Foto J. Karásek.



Foto 2 Černovice II - západ. Výplň říčního koryta. Nápadně bílá je poloha "markru". V podloží se nachází tmavě červená zemina, odkud pocházejí vzorky pro pylovou analýzu. V nadloží výplně říbnými sedimenty leží štěrkopísková akumulace. Foto K. Valoch.

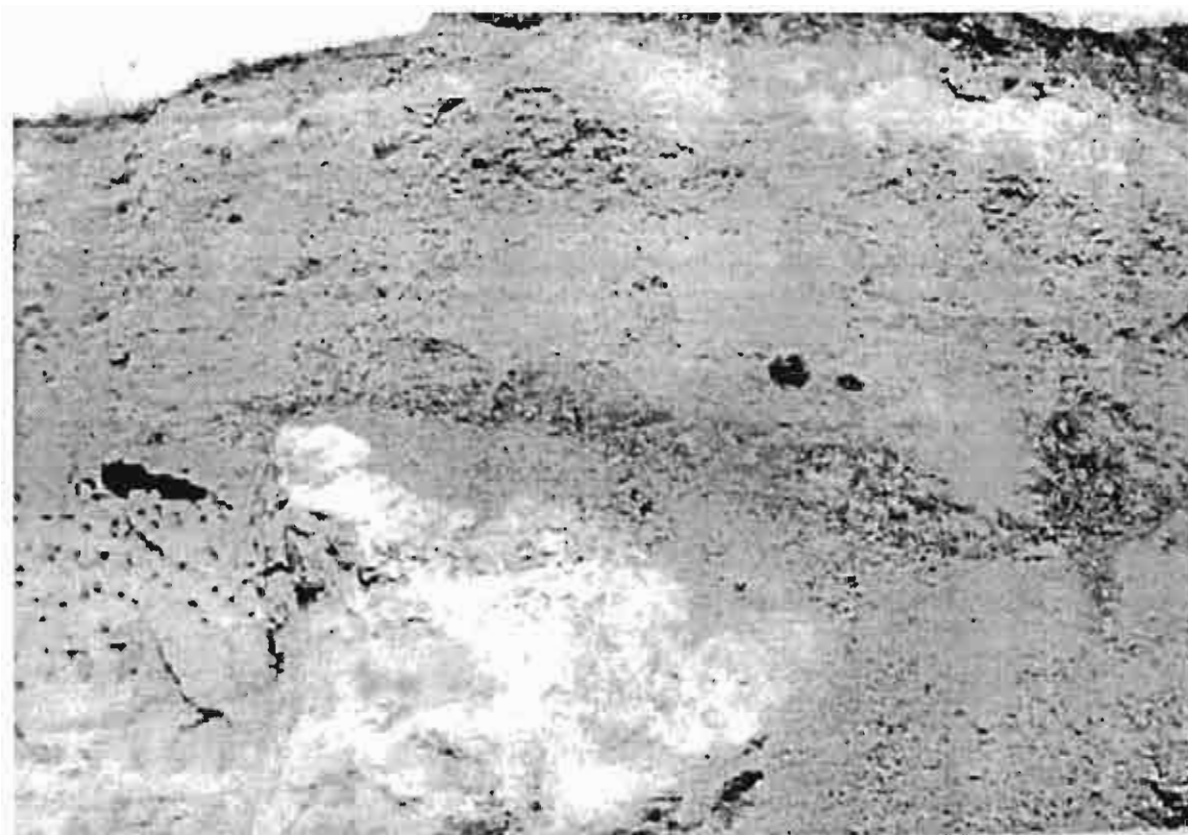


Foto 3 Černovice II - západ. Západní břeh koryta, tvořený světlými brněnskými písky (četná hrůzda břehůl), na něž nasedají vyklínující polohy tmavých sedimentů. Nadloží tvoří štěrkopisek svrchní akumulace. Foto K. Valoch.



Foto 4 Černovice II - západ. Kryogenní struktury na rozíraní brněnských písků a svrchní štěrkopískové akumulace. Foto K. Valoch.

Literatura

Musil R., Karásek J., Šentl I., Valoch K. (1996) Fluvialní akumulace v Černovicích. - Geol. výzk. Mor. Slez. vr. 1995, 28-30, Brno

VALOUNOVÁ ASOCIACE ŠTĚRKOPÍSKŮ NÍZKÉ ŘÍČNÍ TERASY V BRNĚ - PISÁRKÁCH

Pebble association of the gravel sands of a low river terrace at Brno - Pisárky

(24-34, Ivančice)

Jaromír Karásek

Katedra geografie, PřF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: low river terrace, petrography, Pleistocene, aggradational terrace

V průběhu zemních prací při stavbě pražské radiály byla odkryta nad úpatím údolního svahu Svratky v Brně - Pisárkách sprašová série uložená na štěrkopískové terase s horizontálně rovným povrchem v absol. výšce cca 218 m, tj. rel. asi 15 m nad údolním dnem. Tuto terasu zmapoval již Zapletal (1927), avšak ve srovnání s jeho zákresem je skutečný rozsah terasové plošiny i areál uložení štěrkopísků větší (směrem k JV od Zapletalova zákresu končí výskyt štěrkopísků na údolním svahu až naproti koupališti Riviéra).

Poloha říčního štěrkopísku o mocnosti kolem 4 m spočívá na horninách brněnského masívu. Bazální část klastického souvrství je velmi hrubá a velikost klastů se zmenšuje jednak ve vertikálním směru k nadloží a jednak směrem k Z, t.j. směrem k vnitřní hraně terasy, kde místy naprosto převládají písková zrna nad štěrkovými valouny (obr.2).

Litologická skladba valounů štěrkové frakce je následující:

- 45,0% rula, z toho asi 1/3 bitešská
- 16,5% žilný a sekreční křemen
- 12,0% fylit
- 9,0% kulmská droba $K_p = 2,1$
- 7,5% granodiorit brněnského masívu $S_g = 19,5$
- 4,5% diorit a metabazit brněnského masívu
- 3,5% granulitická rula
- 2,0% květnický kvarcit

Kvalitativně jde prokazatelně o materiál svratecké proveniencie srovnatelný s materiálem svratecké údolní nivy i svrateckých lokalit tuřanské a stránské terasy (Karásek 1971-72, 1995). Kvantitativní poměr dvou nejhojněji zastoupených složek (ruly a křemene) se nejvíce blíží valounové asociaci údolní nivy (45,5 : 19), avšak stupeň petrografické stálosti a koeficient plochosti jednoznačně

nevylučují příbuznost se štěrkopísky stránské terasy v cihelně na Červeném kopci ($S_g = 17,0$; $K_p = 2,13$). Tato skutečnost a také neobvykle archaický vzhled nadložních půdních komplexů v Pisárkách (dva půdní komplexy a obrovské konkrece $CaCO_3$ v bazální spraši) by mohly vést k hypotéze, že zdejší terasa je terasou středo či spodnopleistocéenní, která se do nynější pozice dostala tektonickým poklesem záp. části Pisárecké kotliny.

Jiné okolnosti jsou však s touto interpretací v nesouladu:

1. Výšková pozice terasové plošiny v Pisárkách se shoduje s polohou modřické, tedy risské terasy a na její blízkou lokalitu (Žabovřesky - Štursova ul.) v rekonstrukci zhruba výškově navazuje.

2. Výška skoku by při předpokládaném zaklesnutí pisárecké lokality byla cca 40 m a dosud neznáme (kromě jednoho časově sporného případu - Karásek 1970) v brněnském prostoru žádné publikované projevy kvartérní zlomové tektoniky.

3. Na nejbližší lokalitě modřické terasy (Žabovřesky - Štursova ul.) je chronologický nesoulad mezi výškovou pozicí a doprovodnými okolnostmi (antropol. nález Brno III) přesně opačný (Valoch 1982).

Kdybychom považovali doprovodné okolnosti za rozhodující pro posouzení stáří teras na obou lokalitách, dospěli bychom k málo pravděpodobnému závěru, že do morfometrické pozice modřické terasy se dostala v jednom případě würmská terasa zdvihem (Žabovřesky) a ve druhém případě spodnopleistocéenní terasa poklesem (Pisárky).

Za současného stavu znalostí jsou problémy obou uvedených terasových lokalit neřešitelné. V dalších pokusech o řešení morfochronologie pisárecké lokality by bylo ještě třeba uvážit možnost, zda vývoj parautochtonních půd pisárecké sprašové série není jen místním facielním projevem.

Literatura

- Karásek J. (1970): Nález rytmicky zvrstvených sedimentů u Rebešovic v Dyjskosvrateckém úvalu. - Geograf. časopis 22, 66 - 71, Bratislava.
- Karásek J. (1971-72): Der gegenwärtige Stand der morphometrischen und petrografischen Erforschung der postbadenischen Flußgerölle des Brünner Raumes. - Čas. Mor. musea 61-62, 93-110, Brno.
- Karásek J. (1995): Stránská terrace and its relation to talus deposits on the Stránská skála hill. (Musil R. et al.: Stránská skála hill. - Anthropos, 26 (N.S.18), 29-42, Moravské museum Brno.
- Musil R., Valoch K., Seitl L. (1996): Problémy "modřické terasy" v Pisárkách. - Geol. výzkumy na Moravě a ve Slezsku, Valoch K. (1982): Paleolit Brněnské kotliny. - Studia geographica 80, 213-228, Geografický ústav ČSAV Brno.
- Zapletal K. (1927): Geologie a petrografie okolí brněnského. - Čas. Mor. zem. musea 25, 67-111, Brno.



Foto 1 Pisárky. Celkový pohled na průkop pro pražskou radiálu pod svahem Strážné. Foto K. Válocha



Foto 2 Pisárky - západní stěna průkopu. Fluviální šterkové akumulace v nadloži Brněnského masivu. Nad šterky se nachází komplex spraší. Foto K. Válocha.



Foto 3 Pisárky - západní stěna průkopu Sprashová serie, která leží mezi spodním a svrchním půdním komplexem. Po celé délce profilu probíhá tmavá holocenní půda datovaná nálezy keramiky. Foto K. Valoch



Foto 4 Pisárky - západní stěna průkopu V nadloží spodního komplexu půdních sedimentů ležící sprash zabíhá v podobě dlouhých zahnutých mrazových klinů do podloží. Foto K. Valoch

MORFOSTRATIGRAFICKÁ POZICE POSTBADENSKÝCH ŠTĚRKOPÍSKŮ V HLINIŠTI ŠLAPANICKÉ CIHELNY

Morphostratigraphic position of Postbadenian gravel sands in the loam pit of the Šlapanice brick-work

(24-43, Šlapanice)

Jaromír Karásek¹, Luděk Seitl²

¹Katedra geografie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

²Moravské zemské museum, ústav Anthropos, Zelný trh 6, 659 37 Brno

Key words: Pleistocene, aggradational terrace, petrography.

V hliništi šlapanické cihelny se těži badenský tégl a pleistocenní spraš. Mezi oběma souvrstvími je v Z části těžebního prostoru ve směru S-J v délce cca 200 m odkryta poloha štěrkopísků o mocnosti 1 - 2,5 m. Kolisavá mocnost štěrkopísků má svou příčinu především v nerovné bazální ploše (báze kolísá kolem 257 m.n.m.); povrch štěrkopískové polohy je téměř rovný. V nadloží štěrků se nachází dvě intenzivní hnědé půdy a nad nimi cca 5 m mocná spraš dělená jednou slabou půdou.

Bazální souvrství štěrkopísků je hrubě klastické s valouny max. velikosti 15 - 20 cm. V jeho nadloží se místy objevuje jemný, mírně zahliněný a limonitizovaný písek o mocnosti kolem 20 cm, zřetelně horizontálně zvrstvený (Foto 1), a nad ním poloha drobnějšího štěrkopísku rovněž v horizontálních vrstvách (Foto 2).

Hlinišť se nachází nad levým údolním svahem Říčky na temeni rozsochy mírně ukloněné k JV. Rozsocha je na Z

vymezena Říčkou a na V jejím přítokem Roketnicí. Povrch štěrkopísků se nachází v absolutní výšce cca 259 m.n.m., tj. relativně asi 38 m nad údolní nivou Říčky. Štěrkopísky nelze proto morfometricky ani morfostratigraficky paralelizovat s tuňanskou terasou, jejíž povrch v bezprostředním okolí Šlapanic je v relativní výšce cca 25 m. Podle našeho mínění nelze zdejší štěrkopísky přisoudit ani regresní facií badenu, protože ta má v blízkém okolí ráz vápničných pískovců (tzv. řasové vápence). Charakter zvrstvení štěrkopísků svědčí dosti průkazně o jejich fluvialní genezi a svou morfostratigrafickou pozicí odpovídají úrovni stránské terasy. Litologická skladba valounů je následující: - 49,5 % křemen žilný a sekreční, z toho 7,5 % tzv. sluňáky - 27,5 % kulmská klastika, z toho 11 % břidlice, zbytek droby - 14,0 % světlá (granulitická) rula - 6,0 % černý lydit - 2,0 % biotitická pararula - 1,0 % aplit, $S_g = 56,5$ $K_p = 1,88$.



Foto 1 Šlapanice - poloha zahliněných písků oddělující spodní hrubší štěrkopísky od jemnějších v nadloží.
Foto J. Karásek, září 1995.



Foto 2 Šlapanice - svrchní poloha jemnějších štěrko-písků, zřetelně horizontálně zvrstvená.
Foto J. Karásek, září 1995.

Ve valounové asociaci postrádáme vápenec, což je pro štěrko-písku stránské terasy příznačné i na lokalitách v povodí Svitavy (Karásek 1995). Na rozdíl od těchto lokalit však ve Šlapanicích nenacházíme žádnou horninu, která by svědčila o provenienci valounového materiálu z povodí Svitavy - křídový pískovec, jurský rohovec (Seitl 1983). Všechny zde přítomné litologické typy však nacházíme v povodí Říčky, včetně uvedených typů rul, které tvoří podstatnou část valounového materiálu kulmských slepenců (J. Štelcl 1960). Předběžně tedy interpretujeme

šlapanickou lokalitu jako ekvivalent stránské terasy, avšak vytvořený Říčkou. Logickým důsledkem této interpretace je závěr, že již ve spodním pleistocénu existovala v okolí Brna říční síť přibližně shodného půdorysu s dnešním, a pokud kdy vůbec během pleistocénu protékala řeka Morava Vyškovským úvalem (srv. např. Musil 1993), pak to určitě nebylo okolím Šlapanic, protože žádný z uvedených litologických typů ve valounové asociaci nelze přisoudit jesenické provenienci.

Literatura

- Karásek J. (1995): Stránská terrace and its relation to talus deposits on the Stránská skála hill. (Musil R. et al.: Stránská skála hill.- *Anthropos*, 26 (N.S.18), 29-42, Moravské museum Brno.
- Musil R. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru.-In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*. MZM a Sekce geol. věd v Brně.
- Seitl, L. (1983): Nové objevy pliocenních a pleistocenních sedimentů Brna a jeho okolí.- *Acta Mus. Moraviae, Sci.nat.* 68., Brno.
- Štelcl, J. (1960): Petrografie kulmských slepenců jižní části Drahanské vysočiny.- *Folia PF UJEP, I, Geologia 1*, Brno.

K ROZŠÍŘENÍ KVARTÉRNÍCH FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ V ÚDOLÍ DYJE V NP PODYJÍ

To the distribution of Quaternary fluvial sediments in the Dyje river valley in the Podyjí National Park

(33-22, Vranov n. Dyjí; 33-24, Hnánice; 34-11, Znojmo; 34-13, Dyjákovice)

Karel Kirchner¹, Antonín Ivan¹, Martin Brzák²

¹Ústav geoniky AV ČR, pobočka Brno, Drobného 28, P.O.Box 23, 613 00 Brno

²Katedra geografie PFF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Dyje river valley, fluvial accumulation, Podyjí National Park

Abstract

In the canyon of Dyje river (Podyjí National Park) terraces are scarce. Small rests of the lowest terraces were studied downstream of Vranov nad Dyjí. The rest of complex accumulation more than 6 m thick (Lower Pleistocene ?) has been found at Králův stolec W of Znojmo.

Geomorfologický výzkum kaňonu Dyje v NP Podyjí byl součástí grantového projektu MŽP ČR ev.ozn. 774/93 (prvně jmenovaní autoři) a doktorantské práce (M. Brzák). Výzkum pokračuje směrem po i proti toku Dyje a zaměřuje se hlavně na meandrové úseky (grant GA AV ČR reg.č. A3086601). Problematika výskytu zbytků fluviálních sedimentů nebyla doposud uceleně zpracována. Pouze v rámci geologického mapování byly zachyceny nízké fluviální akumulace (viz např. Batík a kol. 1995). Předkládáme první výsledky výzkumů, jež budou dále pokračovat v rámci grantu GA AV ČR reg. č. A3086601. Dyje má v kaňonovitém údolí v NP Podyjí souvislou, velmi dobře vyvinutou údolní nivu, což je v kontrastu jen s velmi sporadickými zbytky starších fluviálních akumulací, vyznačujících dřívější úroveň říčního dna. Údolní niva má obvyklou stavbu s nivní a korytovou facií. V nánosových březích některých meandrů je možno pozorovat 3-4 m nad údolním dnem terasový stupeň místy překrytý svahovými hlínami. V oblasti 2 km jv. od Vranova n. Dyjí na pravém nánosovém břehu Dyje (naproti Ledovým slujím) byla provedena v tomto říčním stupni kopaná a vrtaná sonda. Povrch leží v nadmořské výšce 300 m, asi 4-5 m nad hladinou řeky. Délka stupně je cca 440 m, max. šířka 70 m. Vrtané sondy s dosahem 1-1.5 m zjistily v nižší z. části akumulace a ve sníženině mrtvého koryta jílu a písek s vzájemnými přechody. Kopaná a vrtaná sonda hloubky 2.85 m zastihla při povrchu až 65 cm mocnou lavici výrazně polymiktního štěrku. Analyzován byl vzorek 200 horninových úlomků délky v rozmezí 2-10 cm v delší ose (amfibolit 23 %, biotitická rula 17 %, usměrněný granodiorit 15 %, bitešská rula 11,5 %, křemen žilný a sekreční 9,5 %, gřohláská rula 9 % aj.). Blízké strmé údolní svahy s dynamickými gravitačními procesy byly pravděpodobně hlavním zdrojem materiálu (z 50 % subangulárního a angulárního). Pod touto štěrkovou akumulací byly zjištěny písčito-jilovité sedimenty složené ze šesti vrstev odlišné barvy a zrnitosti. Štěrková lavice obsahovala glazovaný střep a subangulární cihlový valoun, což dokládá její pravděpodobně nízké stáří. Další pozorování dokládají, že povrch uváděného stupně ve zkoumaném úseku je většinou pokryt hlinitými sedimenty, pod kterými leží jemnozrné zahliněné písky a ojedinelé

drobné štěrky. I když relativní výška povrchu fluviální akumulace (3-4 m) je srovnatelná s relativní výškou tzv. bohumičské terasy (4-6 m) (Bártová 1987) z oblasti v. okraje Dyjskosvrateckého úvalu u Znojma, předpokládáme podle morfologie povrchu opracovanosti valounů, jejich petrografického složení, výskytu cihlového valounu a střepu, že je holocenního stáří a můžeme ji označit jako vyšší nivní stupeň (viz rovněž Batík a kol. 1995). Ukládání sedimentů toho fluviálního stupně bylo spojeno se specifickým průtokovým režimem a jeho hydrodynamickými účinky ("úžínovým efektem") za episodických povodňových průtoků. Předpokládáme, že na nánosovém břehu mohlo dojít tímto způsobem i resedimentaci vyšších würmských štěrků (u meandru Šobes 4-6 m nad údolním dnem).

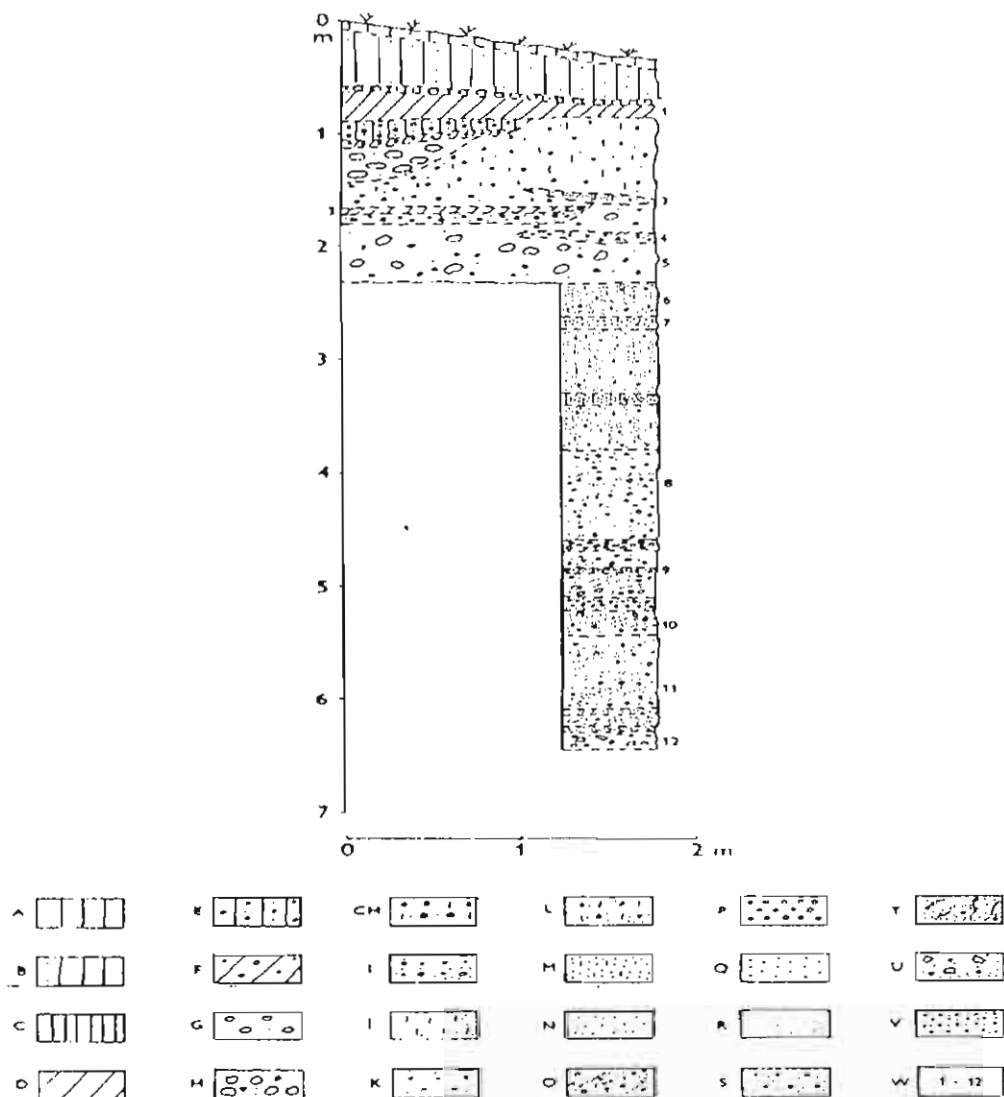
Z hlediska geomorfologického vývoje údolí Dyje jsou významné zbytky fluviálních sedimentů ve vyšších polohách nad údolním dnem. Jejich výskyt jsme zaznamenali na několika lokalitách. Říční opracované převážně křemenné štěrky vystupují na plošině i v hraně terasového stupně na pravém břehu Dyje v oblasti odříznutého meandru Lipina. Povrch akumulace se nachází cca 12 m nad úrovní údolního dna, báze nebyla zachycena. Při přechodu terasové plošiny do vyšších údolních svahů je okraj překryt svahovými hlínami. V hlubokém zářezu lesní cesty v oblasti říčního zákrutu Gališ vystupuje vrstva fluviálních štěrkopísků v relativní výšce 12 m nad údolním dnem, nad ní v relativní výšce 16 m vrstva říčních písků (zbytky staré těžby). V jejich nadloží leží mocná vrstva spraše s cicváry. Málo opracované křemenné štěrky vystupují ve stěně téhož úvozu v relativní výšce 50 m

Doposud nejvýznamnější zbytek fluviálních štěrkopísků byl zjištěn na levém údolním svahu Dyje v hlubokém lesním úvozu pod Královým stolcem (Obr. 1). Štěrkopísková akumulace je asi 6 m mocná. Bázi předpokládáme v relativní výšce 30 m nad údolním dnem Dyje (na základě výchozů žulového podloží ve dně úvozu). Zatím prostým srovnáním (petrografická charakteristika, relativní výška báze) se štěrkopískovými akumulacemi v Dyjskosvrateckém úvalu koreluje tento zbytek s tzv. mladším štěrkopískovým pokryvem

(Zeman 1974), nebo hodonickou terasou (Karásek 1985). Tyto akumulace jsou kladeny do spodního pleistocénu. Výzkum na této lokalitě pokračuje.

Při dalších průzkumech v zájmové oblasti bude zapotřebí začlenit do úvah o vývoji údolí Dyje

i morfostratigrafické úrovně zjištěné Čilkem, Hradilovou, Ložkem 1994, kteří objevili v dolní části Klapera potoka dvě pleistocénní fosilní půdy. Báze spodní půdy se nachází cca 10 m nad hladinou Dyje, půdy by mohly spadat do období tvorby půdních komplexů PK IV nebo spíše PK II.



Obr. 1. Profil štěrkopískovou akumulací pod Královým stolcem západně od Znojma. Sestrojil K. Kirchner s využitím zrnitostních analýz (1-12) laboratoře mechaniky Geotestu a.s. Brno, spolupráce Andrejkovič, Brzák, Gruna, Hofírková, Ivan, konzultace Havlíček.

A - tmavě hnědá humózní půda B - rezavě hnědá prachovitá hlína s příměsí písku C - světle žlutá vápnitá spraš D - špinavě bílá prachovitá silně vápnitá hlína (1,3) E - rezavě hnědá písčitá hlína s příměsí štěrku F - šedobílá vápnitá hlína s příměsí štěrku G - světle šedý hrubý štěrk (asi 15 cm) dobře opracovaný s příměsí písku H - hnědý hrubý štěrk s příměsí hnědého hrubého písku (17%), štěrk dobře opracovaný až 15 cm v prům., stmelený (5) CH - rezavě hnědý zahliněný písčitý štěrk s vložkami písku, stmelený I - světle rezavý hrubý písek, na bázi drobný štěrk J - rezavě hnědý zahliněný středně zrný písek, silně ulehlý (2) K - rezavě hnědý hrubý písek s drobnými a středním ováleným štěrskem (49%), silně ulehlý (4) L - hnědý až hnědý rezavý zahliněný štěrkovitý hrubý písek (nedokonale oválený drobný štěrk 25%), silně ulehlý až stmelený (6) M - rezavě hnědý zahliněný, středně zrný písek s příměsí drobného štěrku (10%) (7) N - hnědožlutý až rezavý střední až hrubý písek s příměsí drobného nedokonale ováleného štěrku (15%), silně ulehlý, železité konkrce (9) O - hnědožlutý písčitý štěrk (střední - hrubý písek 58%), nedokonale oválený drobný štěrk (41%) s náznaky šikmého zvrstvení rezavých písků (8) P - hnědý nedokonale oválený hrubý štěrk, ojediněle až 5 cm v prům. Q - rezavě hnědý hrubý písčitý štěrk R - šedý až hnědošedý písek S - šedý až hnědošedý písčitý štěrk T - šedý, žlutošedý až hnědošedý střední až hrubý písek s nedokonale ováleným středním štěrskem (31%), valouny do prům. 3 cm, ojediněle prům. 5-7 cm, náznaky šikmého zvrstvení, nezpevněný (10, 11) U - šedý až žlutošedý drobný štěrk, nedokonale oválený, se středním až hrubým žlutošedým pískem, nezpevněný, valouny do prům. 2,5 cm (12) V - hnědožlutý až rezavý drobný štěrk s příměsí písku, ulehlý W - čísla odběru vzorků pro zrnitostní analýzu

Podložní terasou těchto profilů by mohla být tzv. oblekovická terasa (relativní výška báze 3-4 m, relativní výška povrchu 10-12 m), která je řazena do rissu (tj. hlavní terasa, Zeman 1974). Rovněž bude nutno provést podrobný

průzkum mohutné úpatní haldy na nánosové straně meandru Ostroh. Deluviální sedimenty dosahují mocnosti až 18 m, vyskytují se zahliněné ostrohranné sutě i vrstvy vápnaté hlíny.

Literatura

- Bártová, J. (1987): Podrobný výzkum pleistocénu Znojemska. -Dipl. práce, kat. geol. a pal. Př. ů. MU Brno.
 Batík, P. a kol. (1995): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČR, 1:25 000, list 33-242, Hnanice. ČGÚ Praha.
 Čilek, V., Hradilová, J., Ložek, V. (1994): Sprašová sedimentace v západní části NP Podyjí. MS. Geologický ústav AV ČR, Praha, 12 s.
 Ivan, A., Kirchner, K. (1994): Geomorphology of the Podyjí National Park in the southeastern part of the Bohemian Massif.- Moravian Geographical Reports, 2, 1/1994, 2-25, Institute of Geonics, Brno.
 Karásek, J. (1975): Geomorfologická charakteristika reliéfu jižní části Znojemska. Sbor. ČSGS, 90, 177 - 189, Praha.
 Zeman, A. (1974): Současný stav výzkumu pleistocenních fluviálních sedimentů v Dyjsko-svrateckém úvalu a jejich problematika.- Studia geographica 36, 41-60, Brno.

DATOVÁNÍ FOSILNÍHO PŮDNÍHO KOMPLEXU V MODŘICÍCH U BRNA POMOCÍ RACEMIZACE AMINOKYSELIN

Amino-acid chronology of Modřice fossil soil complex (Brno region)

(24-34, Ivančice)

William D. McCoy¹, Eric A. Ochse², Václav Čilek³

¹ University of Massachusetts, Amherst, Dpt. of Geology and Geography, Box 35820, Ma 01003-5820, USA

² University of Minnesota, Minneapolis, Dpt. of Geology and Geophysics, 108 Pillsbury Hall, 310 Pillsbury Drive, Mi 55455-0219, USA

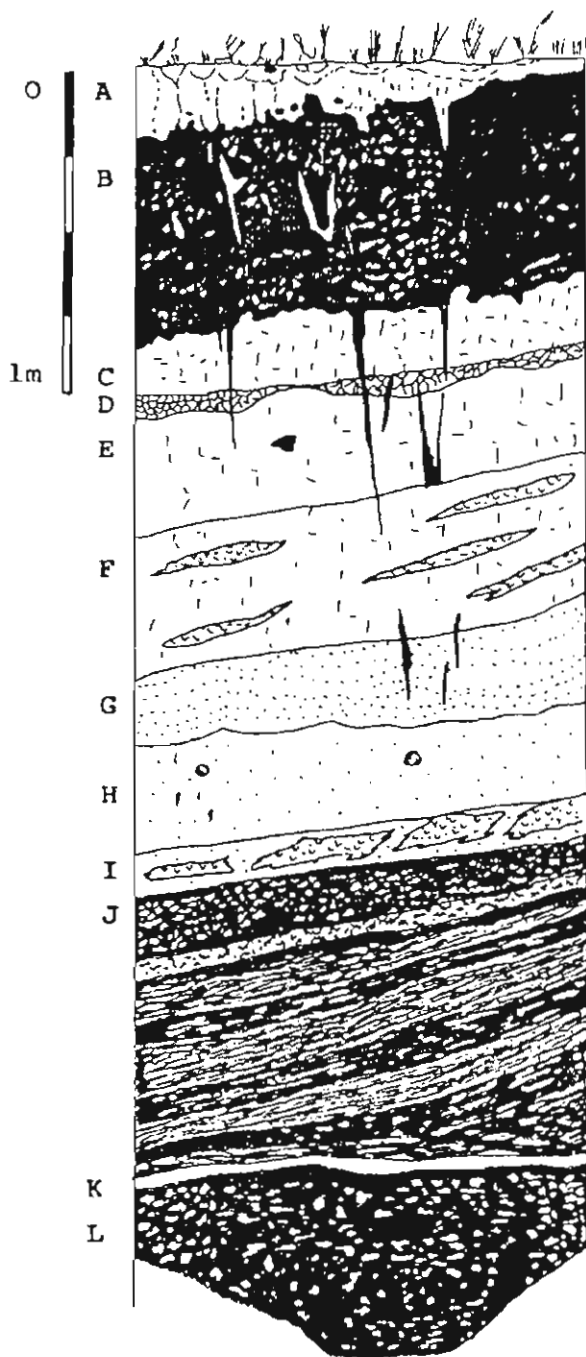
³ Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 16500 Praha 6

Key words: amino-acid stratigraphy, soil complex, loess cycle

Nejméně 1 km dlouhá a až 15m mocná sprašová návěš vystupující podél západního svahu údolí Svatky nad Modřicemi jižně od Brna byla nejméně od konce 19. století těžena několika cihelnami. Při těžbě byly odkrývány velmi dobře vyvinuté fosilní půdní komplexy tvořené zejména barevně nápadnými černozeměmi (Kříž 1894). V druhé polovině tohoto století se modřické odkryvy stávaly klasickou exkurzní lokalitou (mj. i exkurze sprašové komise INQUA 1963) a byly několikrát zpracovány (Musil et al. 1954, Pelíšek 1963 a zejména práce Smolíkové 1968). Fotografie modřického profilu se např. objevuje i v klasické monografii R.F. Flinta "Glacial and Quaternary Geology" (1971, str. 651). V současné době je lokalita téměř zničena. Západní svah dlouhé těžební jámy odkrývá profil modřickou terasou a sprašemi nejméně dvou glaciálních cyklů. Starší komplex je vyvinut jako typická, vápnatá, více či méně písčité spraš žluté barvy, na které spočívá rozvlečený rezavě hnědý půdní komplex, jež je s určitostí (viz dále) starší než PK III a pravděpodobně náleží PK IV. Mladší komplex je tvořen složitým souvrstvím, v němž dominují tři černozemní polohy, jejichž stratigrafickou pozici v rámci komplexů PK II a PK III považuje Smolíková (1968) ve shodě se všemi

staršími pracemi za "zcela uspokojivě vyřešenou". Nicméně v roce 1992 se objevuje práce K. Valocha, který na základě bližší nespecifikovaných makroskopických pozorování postuluje, že černozemní komplex nemůže reprezentovat eemský interglaciál, ale musí být podstatně starší. Protože modřický profil představuje, či lépe řečeno dříve představoval, mezinárodní opěrný bod se statutem blízkým stratotypu, bylo by v případě Valochovy interpretace nutné revidovat jinak solidně etablovanou a na dlouhou vzdálenost korelovatelnou středoevropskou sprašovou stratigrafii (Kukla 1975). V tomto příspěvku se na základě datování pomocí racemizace amino-kyselin snažíme ukázat, že původní, obecně uznávaná chronologie je správná a že tedy obě svrchní černozemě náleží komplexu PK II a spodní černozem komplexu PK III.

V rámci mezinárodního sprašového projektu (grant NSF) jsme v letech 1991-1994 zpracovávali nejdůležitější sprašové profily na území ČR. Výzkum byl soustředěn zejména na datování pomocí amino-kyselin, na přesné stanovení hranice Brunhes-Matuyama, ověření dvojitého výkyvu magnetického pólu Země v období náhlého ochlazení mezi eemem sensu stricto a spodní černozemí PK II (tzv. Blake event - Kukla a Kočí 1972) a na paleoklimatické



Obr. 1 Detailní profil sprašovou sedimentací mezi černozemí PK III a spodní černozemí PK II ve středovém pílří dlouhé severní jámy v Modřicích u Brna.

A- hnědo-žlutá vápnitá spraš místy s kamínky, B- černozem PK II s bílými karbonátovými klíny a občasnými kalcitovými konkréncemi, C- slabá, nahnědlá, místy drobtovitá sprašová půda, D- zóna karbonatizace, E- žlutá, vápnitá spraš se pseudomyceliemi, F- hnědožlutá spraš se splachovými čočkami nahnědlých iniciálních půd, G- naředlá spraš až velmi slabá půda s vlhkovitou vnitřní strukturou (mrázové načechrání?), H- slabá, nahnědlá sprašová půda, I- splachový horizont tvořený polohami světlé spraše uzavírané do poněkud tmavší, slabé, sprašové půdy, J- černozemní hlinopisky tvořené střídajícími se polohami tmavšího a světlejšího materiálu, K- marker, L- drobtovitá černozem PK III. Obrázek ukazuje složitou situaci mezi tvorbou černozemí PK III (een) a nejbližším mladším teplejším výkyvem - kromě nepochybné sprašové sedimentace se zde setkáváme s opakovanou tvorbou chladných iniciálních půd a splachy svahových sedimentů.

a paleoekologické korelace. Z tohoto výzkumu je zatím publikována souborná práce Ochese a McCoye (1995) shrnující asi 350 amino-kyselinových dat z různých středoevropských lokalit. Hlavní výkopy na Modřicích (viz obr. 1) jsme prováděli v roce 1991 s cílem ověření Blake eventu. Tehdy se nám nepodařilo nalézt fosilní malakofaunu, která by umožnila amino-kyselinové datování. Teprve po publikaci Valochovy práce (1992) jsme se do Modřic vrátili a odebrali fosiliferní vzorky z podloží i nadloží černozemního komplexu. Vzorek z nadloží byl odebrán ze zbytku sprašového pílří ve střední části dlouhé jámy v severním zakončení sprašového pásu 20-40 cm nad nejsvrchnější černozemí. Vzorek z podloží byl odebrán v sv. cípu téže jámy (tj. směrem k hlavní silnici a zahrádkám) 5 m pod černozemním komplexem.

Amino-kyselinová datovací metoda je podrobně popsána např. v poslední práci Ochese a McCoye (1995), takže na tomto místě se omezíme na konstatování, že ve schránkách fosilních měkkýšů je sledován poměr původní L-aminokyseliny a její D-formy - většinou se jedná o reakci, vyjádřenou poměrem $Alle/Ile$, tedy D-alloisoleucinu ku L-isoleucinu. Tato reakce závisí na stáří vzorku a jeho termální historii. Metoda při správném vzorkování umožňuje spolehlivé rozlišení jednotlivých glaciálních cyklů, případně výpočet diagenetických teplot. Nehodí se však pro detailní stratigrafii v měřítku tisíců či desetitisíců let. Poměr D a L-forem je individuální pro každý druh měkkýšů a rovněž závisí na přípravě vzorku. Rozsah epimerace je různý v závislosti na tom, zda je zjišťován ve volné frakci (Free sample), vázané frakci nebo v obou dohromady (totální kyselá hydrolyza - Hyd sample).

Podložní vzorek obsahoval rod *Succinea* (Hyd samples $Alle/Ile$ pro pět individuálních schránek: 0,168; 0,157; 0,168; 0,162 a 0,133 - kontrolní vzorek pro první schránku 0,168 Free samples pro tři individuální schránky: 0,260; 0,295 a 0,275 - kontrolní vzorek pro první schránku 0,262) a rod *Pupilla* (Hyd samples pro dvě schránky: 0,121 a 0,110, Free samples pro dvě schránky: 0,239 a 0,234). Podložní vzorek tedy nepochybně odpovídá sprašovému cyklu C, tedy předposlednímu glaciálu.

Nadložní vzorek obsahoval vzácnou faunu rodů *Euconulus* (Hyd sample 0,067, kontrolní vzorek 0,067) a *Pupilla* (Hyd sample 0,076, kontrolní vzorek 0,078). Nadložní vzorek tedy odpovídá sprašovému cyklu B, tedy poslednímu glaciálu. V tomto případě mohou tři černozemní polohy odpovídat pouze půdním komplexům PK III a PK II (viz tab. 1 a 2).

Nejlépe vyvinutá část profilu ve středním pílří jámy byla v roce 1993 odtěžena. V čelní stěně dnes můžeme pozorovat spojené černozemě s dobře vyvinutou polohou siltového markeru (sensu Kukla 1975). Ve východní stěně cihelny je černozemní komplex redukován na jedinou černozemní polohu, která je kryta světlým až 20 cm mocným markerem, jež vykazuje jeden pro markery neobvyklý rys - jeho spodní část byla silně oživena a fosilními žížalami zapracovávána do podložní černozemě. Sedimentace markeru, který velmi pravděpodobně odpovídá sedimentu velké pračlové bouře, je na většině středočeských a jihomoravských lokalit doprovázená tak

		Average \pm Standard Deviation (No. Preps)			
Cycle	Genus	Austria	Czech Republic	Slovakia	Hungary
Cycle B	<i>Succinea</i>	0.122 \pm 0.026 (6)	0.125 \pm 0.025 (20)	0.118 \pm 0.017 (14)	0.13 \pm 0.02 (8)
	<i>Trichia</i>	0.111 \pm 0.020 (9)	0.131 \pm 0.025 (11)	0.111 \pm 0.035 (4)	0.15 \pm 0.02 (16)
	<i>Pupilla</i>	0.139 \pm 0.023 (3)	0.120 \pm 0.014 (22)	0.102 \pm 0.008 (15)	
	<i>Arianta</i>	0.148 \pm 0.008 (3)	0.089 \pm 0.004 (3)	0.070 \pm 0.005 (3)	0.15 \pm 0.03 (7)
Cycle C	<i>Succinea</i>	0.259 \pm 0.012 (3)	0.267 (1)	0.263 (1)	
	<i>Trichia</i>	0.312 (1)			0.37 \pm 0.05 (10)
	<i>Pupilla</i>	0.246 \pm 0.011 (7)	0.241 \pm 0.015 (12)	0.254 \pm 0.011 (6)	
	<i>Arianta</i>				0.32 \pm 0.02 (5)
Cycle D	<i>Succinea</i>			0.500 \pm 0.017 (3)	
	<i>Trichia</i>				0.56 \pm 0.05 (4)
	<i>Pupilla</i>		0.289 \pm 0.009 (2)	0.383 \pm 0.021 (5)	0.49 (1)
	<i>Arianta</i>			0.594 \pm 0.019 (2)	
Cycle E	<i>Succinea</i>			0.607 \pm 0.016 (3)	0.62 \pm 0.04 (5)
	<i>Trichia</i>			0.566 \pm 0.020 (3)	0.62 \pm 0.02 (4)
	<i>Pupilla</i>			0.490 \pm 0.005 (3)	0.53 \pm 0.01 (6)
	<i>Arianta</i>				0.58 \pm 0.05 (7)

Tab. 1-2 Aminostratigrafie posledních čtyř středoevropských ledových dob (Oches a McCoy 1995).
(Free Amino-Acid Alle/Ile Data)

		Average \pm Standard Deviation (No. Preps)			
Cycle	Genus	Austria	Czech Republic	Slovakia	Hungary
Cycle B	<i>Succinea</i>	0.099 \pm 0.009 (11)	0.091 \pm 0.008 (30)	0.089 \pm 0.010 (20)	0.10 \pm 0.01 (10)
	<i>Trichia</i>	0.074 \pm 0.008 (13)	0.079 \pm 0.009 (16)	0.059 \pm 0.005 (4)	0.10 \pm 0.02 (22)
	<i>Pupilla</i>	0.058 \pm 0.009 (6)	0.055 \pm 0.007 (38)	0.052 \pm 0.007 (23)	
	<i>Arianta</i>	0.086 \pm 0.007 (5)	0.056 \pm 0.007 (3)	0.050 \pm 0.002 (5)	0.09 \pm 0.01 (10)
Cycle C	<i>Succinea</i>	0.199 \pm 0.022 (5)	0.171 \pm 0.021 (2)	0.212 (1)	
	<i>Trichia</i>	0.157 \pm 0.016 (3)			0.20 \pm 0.03 (10)
	<i>Pupilla</i>	0.133 \pm 0.007 (7)	0.109 \pm 0.013 (18)	0.115 \pm 0.008 (7)	
	<i>Arianta</i>				0.16 \pm 0.02 (5)
Cycle D	<i>Succinea</i>			0.353 \pm 0.010 (7)	0.34 \pm 0.02 (2)
	<i>Trichia</i>				0.31 \pm 0.02 (6)
	<i>Pupilla</i>		0.164 \pm 0.003 (2)	0.233 \pm 0.031 (6)	0.23 \pm 0.02 (3)
	<i>Arianta</i>			0.275 \pm 0.011 (2)	
Cycle E	<i>Succinea</i>			0.410 \pm 0.016 (3)	0.44 \pm 0.03 (8)
	<i>Trichia</i>			0.299 \pm 0.020 (3)	0.37 \pm 0.02 (6)
	<i>Pupilla</i>			0.263 \pm 0.023 (4)	0.28 \pm 0.06 (8)
	<i>Arianta</i>				0.37 \pm 0.04 (9)

Tab. 1-2 Aminostratigrafie posledních čtyř středoevropských ledových dob (Oches a McCoy 1995).
(Total Hydrolysate Alle/Ile Data)

velkou změnou počasí či klimatu (promrznutí ?), že i tenké vrstvy markeru (okolo 2 cm) nejsou žízalami zapracovány do podložních půd, takže se domníváme, že došlo k jejich vyhynutí. Modřický profil ukazuje, že alespoň na některých místech žízaly přežily počátek markerové sedimentace. Z dalších nových terénních pozorování můžeme uvést výskyt vápnatých poloh až 40 cm mocných kalkrust vyvinutých v podložních brněnských písčích, na kterých spočívají neogenní tégly s ústřicemi. Ty jsou překryty modřickou

terasou a sprašovým souvrstvím. Morfologie před počátkem sprašové sedimentace byla značně odlišná od současné, vcelku monotónní morfologie - v podloží spraše se často objevují různé elevace a drobné erozní rýhy, někdy s téměř kolmými stěnami.

V současné době dochází k zavážení modřických jam odpadním materiálem. Domníváme se však, že část profilu se zbytkem fosilních půd by měla zůstat zachována a legislativně chráněna pro další výzkumy.

Literatura:

- Kříž M. (1894): Die Loslager in Předmost bei Prerau. - Mitt. anthropol. Ges. 24,40-50. Wien.
Kukla G.J. (1975): Loess stratigraphy of Central Europe. In K.W. Butzer and G.L. Isaac, eds.: After the Australopithecines, 99-108. Mouton Publishers. Hague.NL.
Kukla G.J. and Kočí A. (1972): End of the last interglacial in the loess record.- Quat. Res. 2, 374-383. New York.
Musil R., Valoch K., Nečesaný V. (1954): Pleistocenní sedimenty v okolí Brna.- Anthropozoikum 4,107-168. Praha.
Oches E.A. and McCoy W.D. (1995): Aminostratigraphy of Central European Loess Cycles: Introduction and data.- Geolines 2., 34-86, Geologický ústav AV ČR. Praha.
Pelišek J. (1963): Modřice, spraše a fosilní půdy v cihelně.- Sjezdový průvodce XIV. sjezdu Čs. spol. min. geol., 110-111. Brno.
Smolík L. (1968): Geneze mladopleistocenních půd v Modřicích u Brna na základě půdní mikromorfologie.- Čas. Mineral. Geol. 13,2,199-208. Praha.
Valoch K. (1992): Contribution to the stratigraphy of the Upper Pleistocene in Moravia.- Scripta 22,77-79. PF MU. Brno.

PROBLÉMY “MODŘICKÉ TERASY” V BRNĚ - PISÁRKÁCH

Present stratigraphic problems of fluvial “Modřice terrace”
at Brno - Pisárky

(24-34, Ivančice)

Rudolf Musil¹, Karel Valoch², Luděk Seitl²

¹Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

²Moravské zemské museum, ústav Anthropos, Zelný trh 6, 659 37 Brno

Key word: Lower fluvial terrace, old sediments, neotectonics

Při průkopu terasy pražské radiály v Pisárkách byl v SZ svahu vrchu Strážná odkryt profil fluvialními sedimenty. Popisujeme profil východní stěny průkopu a to podle stavu z dubna - září 1995.

1. Erozní skalní stupeň tvořený granodioritem brněnského masívu, takřka horizontální, odkrytý na délku ca 100 m, v šířce ca 50 m. Leží ve výšce 214 m n.m., hladina řeky Svatky přímo pod průkopem má výšku 203 m n.m.

2. Typická fluvialní akumulace:

a) Spodní část je tvořena hrubším štěrkopískem s valouny o průměru až 25 cm, velmi dobře opracovanými. V celé mocnosti se nacházejí vrstvičky a čočky písků uložené horizontálně. Chybí šikmé zvrstvení. Směrem proti dnešnímu svahu, tj. směrem od řeky, přibývá písčité frakce. Mocnost ca 2 m. Na začátku průkopu jsou štěrkopisky do

vzdálenosti ca 25 m v celé své mocnosti zvětralé, hnědorezivé barvy, barevně zřetelně odlišné od světle zbarveného štěrkopísku dále do svahu. V nadloží zvětralých štěrkopísků se nenacházejí spraše a půdy přítomné dále do svahu.

b) Ve vzdálenosti ca 30 m od dnešního okraje průkopu došlo k denudaci štěrkopísků a pravděpodobně k vytvoření mrtvého říčního ramene, které bylo zaplavováno pouze při zvýšené vodní hladině. Výplň je tvořena souvrstvím písků. Jejich bazální část je hrubá, v jeho nadloží je pak poloha velmi jemných písků, laminovaných a slabě zvlňených, s množstvím slídy (20-50 cm). V nadloží leží pak opět hrubší písky (30-40 cm) s drobnými oblázky, místy i s polohami oblázků, silně prosycené hydroxydy Mn. Souvrství uzavírají opět velmi jemné písky s jílovitějšími polohami až 30 cm mocnými.

Celková mocnost jemných písků je 70-80 cm. Jedná se zřejmě o povodňové sedimenty představující konec akumulace této terasy. Ojedinele se v nich nacházejí kryogenní mikrostruktury ukazující na jejich sedimentaci v průběhu velmi chladného období. Mezi podložními štěrkopisky a souvrstvím písků je ostrá hranice. Rovněž jednotlivé polohy v souvrství písků mají ostrou hranici. V písčích je patrné šikmé zvrstvení.

3. Terestrické sedimenty. Asi 30 m od začátku průkopu u řeky začíná nasedat přímo na štěrkopisky spraš, jejíž mocnost do svahu rychle narůstá, takže ve vzdálenosti ca 100 m od začátku průkopu dosahuje již 400 cm. Spraš je okrově hnědožluté barvy s vápnitými pseudomyceliemi, je autochtonní, nedošlo u ní k nějakým sekundárním pohybům. Nacházejí se v ní velké vápnité cicváry, místy jsou ve vrstvě spraše nepravidelně roztroušené. Na povrchu spraše jsou součástí Ca-horizontu nadložní půdy, jejich druhá poloha leží ca o 40 cm hlouběji a další ca o 100 cm hlouběji. Všechny cicváry jsou až 25 cm velké, duté, uvnitř tmavohnědé až černé. V nejsvrchnější části spraše se nacházejí (zhruba do hloubky 150 cm) čočky a slabé polohy jemného detritu pocházející zřetelně z nedaleko ležícího hřbetu Brněnského masívu. Detrit má narezivělou barvu.

4. Spodní komplex půd a půdních sedimentů (400 cm). Ve své části ležící nejbliže začátku průkopu nasedá přímo na polohu štěrkopísků a teprve postupně směrem do svahu se pod něj vkládá spraš (vrstva 3). Ve svém nejmocnějším vývoji je komplex členěn makroskopicky takto:

a) Na bázi se nachází poloha tmavší zeminy, barevně nejednotná (světlezelenkavě šedá, okrová, tmavěhnědá), na stěnách polyedrů se objevuje tmavé plasma.

b) Žlutavě rezivohnědá zemina s polohou cicvářů.

c) Barevně tatáž zemina, směrem do svahu však v ní přibývá detrit a drobná suť.

d) Tmavohnědá zemina bez Ca a bez suti. Blíže směrem ke hřbetu Brněnského masívu se mísí se svahovými sedimenty s množstvím jemného detritu. Do podloží a do nadloží má pozvolný přechod.

e) Světlehnědá zemina bez suti, do nadloží pozvolný přechod.

f) Tmavější zemina než v podloží, bez suti.

Všechny půdní sedimenty mají převážně polyedrickou strukturu. Z tohoto komplexu bylo odebráno 5 vzorků na půdní mikromorfologii. Nadložní sedimenty nad spodním komplexem jsou lépe zachované v západní stěně. O stratigrafické paralelizaci jednotlivých vrstev nemůže být přítom pochyb.

5. Hnědá sprašovitá hlína bez pseudomycelií, s vysráženým CaCO_3 a s menšími cicváry o průměru do 7 cm (mocnost vrstvy ca 100 cm). Z vrstvy vybilhají mrazové klíny, místy ukloněné a až 200 cm dlouhé. Pronikají do spodního komplexu půdních sedimentů (vrstva 4). Uvedená vrstva směrem po svahu vyklíňuje a zůstávají z ní pouze světlejší mrazové klíny, v jejichž nadloží leží přímo dnešní holocenní půda.

6. Hnědá sprašovitá zemina (iniciální stadium půdy), stejného vzhledu jako podloží (80-100 cm). Také

tato vrstva směrem po svahu vyklíňuje.

7. Sprašovitá hlína bez pseudomycelií, silně vápnitá, bazálních 20 cm bílých následkem nahromadění CaCO_3 vzhledově stejná jako podloží, odlišuje se od něj pouze barevně a obsahem CaCO_3 (100 cm). Relikt uvedených sprašovitých hlin je patrný ještě v příčném profilu průkopu před hřbetem masívu, kde do něj vbíhá klínovitý útvar vyplněný tmavohnědou svahovou hlinou. Směrem k východní stěně je možné sledovat tyto sedimenty až do nadloží spodního půdního komplexu, kde dělí popsany spodní půdní komplex od horního půdního komplexu.

8. Horní komplex půdních sedimentů a sedimentů svahových (200 cm). Strídají se polohy obsahující různé množství suti a detritu, barevně nejednotné, tmavé až rezivohnědé nebo červenohnědé barvy. Toto zbarvení je způsobeno obsahem detritu. Na stěnách polyedrů se nachází tmavé plasma. Pouze některé polohy představují autochtonní nebo paraautochtonní půdu. Z jedné takové polohy byl odebrán i vzorek na půdní mikromorfologii.

V nadloží vrstvy 8 leží suť místy promíšená se svahovými hlinami, místy se sprašovitou zemínou (300 cm). Vše je kryto slabou holocenní půdou.

Interpretace stratigrafické situace

1. Báze terasy je nad dnešní nivou zhruba ve výšce 10 m, což je výška tzv. modřické terasy nebo stupně II v Maloměřicích (Musil, Vaňoch 1961). V nadloží modřické terasy se zpravidla setkáváme s jednou parahnědozemí společně s jedním humózním horizontem.

2. Po prvé se v prostoru Brna setkáváme v nadloží této štěrkové terasy s komplexy půdních sedimentů zcela odlišnými, které činí dojem mnohem většího stáří. Pro to svědčí i přítomnost velkých cicvářů a náteky plazmatu na puklinách v půdních sedimentech.

3. Nad akumulací štěrkopísků byly po jejich částečné denudaci uloženy fluvialní pisky a povodňové sedimenty. Kryogenní pochody v nich ukazují jednoznačně na glaciální klima při jejich sedimentaci.

4. Vrstva spraše v nadloží je zcela určitě autochtonní. Podobně velké cicváry v ní se nacházející známe pouze ze sedimentů spodního a středního pleistocénu.

5. U spodního komplexu půdních sedimentů se jedná patrně o půdy polygenetické možná i polycyklické.

6. Sprašovitá zeminy v nadloží spodního komplexu jsou porušené periglaciálními a svahovými polyby. Mrazové klíny ukazují na výrazně chladné klima.

7. Půdotvorný proces při vzniku svrchního komplexu půdních sedimentů probíhal současně s procesy svahové modelace. Svým složením se vizuálně odlišuje podstatně od spodního komplexu, především velkým obsahem detritu. Projevy svahové modelace převládají silně nad procesy půdotvornými. Jedná se opět o nějaké teplé období.

8. Velký časový a sedimentační hiát. řevážně svahové sedimenty ojedinele se sprašovými vložkami.

Závěr:

Oba komplexy půdních sedimentů jsou zcela odlišné od všech dodnes známých profilů v nadloží modřické terasy. Rozhodnout o stratigrafickém zařazení mohou pouze zoopaleontologické nebo fytopaleontologické nálezy nebo mikromorfologické studium půd, magnetostratigrafie nepřichází asi v úvahu. V zásadě se dnes objevují tato dvě vysvětlení:

a) Vývoj popisovaných půdních sedimentů byl silně ovlivněn místními podmínkami (Karásek 1996, Smolíková 1996) a uvedené sedimenty v nadloží terasy jsou proto stejného stáří jako u ostatních lokalit v prostoru Brna. Skutečností je, že vývoj spodního a svrchního komplexu půdních sedimentů se lišil. U svrchního komplexu by bylo možné uvažovat eventuálně o vlivu oxydovaných sloučenin železa a manganu, které mohou vyvolat hnědou, červenohnědou až hnědočervenou barvu sedimentů. U spodního komplexu je to však málo pravděpodobné.

b) Přítomnost velkých cicvárů ve spraši v nadloží

terasy svědčí o mnohem větším stáří. Je-li tato úvaha oprávněná, pak muselo dojít k tektonickému poklesu celého bloku, nebo jeho části a popisovaná terasa je pak mnohem většího stáří než terasa modřická, přesto, že je ve stejné výškové pozici. Další možnost naznačila ve svém příspěvku Smolíková (1996), která předpokládá sesuv celých bloků sedimentů. Na základě terénního pozorování nelze tuto interpretaci prokázat. Pokud by se jednalo o tektonický pokles, pak tak velký výškový pokles nebyl však zatím v Brněnské kotlině nikde popsán a byl by poměrně mladého data. Poklesy aspoň na toku Svitavy však existují, viz např. šterkovou výplň Blanenské kotliny pravděpodobně stáří posledního glaciálu a několik stovek metrů pod Blanskem tok dnešní Svitavy na brněnském masívu. Další pokles je známý u této řeky v prostoru mezi Bílou horou a Stránskou skalou, kde vrty zastihly fluvialní šterky o mocnosti ca 40 m (tuřanská terasa). Nelze proto ani v prostoru Brněnské kotliny a jejího nejbližšího okolí vyloučit vertikální poklesy jednotlivých bloků v různou dobu.

Literatura

Karásek J.(1996): Valounová asociace šterkopísků nízké říční terasy v Pisárkách.- Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 16-18, Brno.
Smolíková L.(1996): Paleopedologický výzkum profilu v Brně - Pisárkách.- Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 32-33, Brno.

FLUVIÁLNÍ AKUMULACE V BRNĚ - ČERNOVICÍCH

Fluvial aggradational terraces at Brno - Černovice

(24-43, Šlapanice)

Rudolf Musil¹, Jaromír Karásek², Luděk Seitl³, Karel Valoch³

¹Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno

²Katedra geografie PřF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno

³Moravské zemské muzeum, ústav Anthropos, Zelný trh 8, 659 37 Brno

Key words: Lower and Middle Pleistocene, aggradational terraces, petrography

V roce 1995 byl v černovické pískovně těžící brněnské písky a ležící ve vzdálenosti ca 400 m západně od staré šterkovny v tuřanské terase v Černovicích otevřen odkryv ve směru SZ-JV ležící přímo v nadloží brněnských písků. Jeho celková délka je ca 350 m. V odkryvu je zachycen unikátní vývoj sedimentů mezi fluvialními šterky, jaký dosud nebyl z této akumulace nikdy popsán. Označujeme jej jako Černovice II - západ a Černovice II - jihovýchod, na rozdíl od staré původní šterkovny, kterou označujeme jako Černovice I.

Popis profilu Černovice II - západ :

1. Hrubé fluvialní šterkopísky (mocnost 2-2,5 m) se silně zvětralými valouny granodioritu z brněnského masívu a s velkým množstvím vápencových valounů z Moravského krasu (velikosti až 25 cm), dále rohovce (křídové a jurské) a rudické geody (velikosti až 25 cm). Iniciální fáze šterkopísků. Šterkopísky leží přímo na brněnských píscích.

2. Povrch šterků je porušen hlubší sníženinou délky ca 350 m, jedná se o opuštěné říční rameno. Je vyplněno souvrstvím půdních sedimentů, jejich max. mocnost je ca 4

m. Západním směrem jednotlivé vrstvy postupně vyklíňují a nasedají přitom na k východu mírně ukloněný svah brněnských písků. Je zde tedy zachycen běh jak fluvialních šterků tak i půdními sedimenty vyplněné koryto říčního ramene.

Detailní makroskopický popis výplně koryta :

a) Nad polohou hrubých šterkopísků se nachází vrstva hrubých písků žlutohnědé až rezavěhnědé barvy, na okrajích koryta jsou písčité polohy setmelené hydroxydy Fe a Mn (v průměru až 40 cm mocné). Hranice do nadloží není ostrá.

b) Rezivěhnědá písčité zemina kostkovité struktury, místy skvrnitá, místy vrstevnatá (100 cm).

c) Tmavý až černý humózní horizont působící dojem sedimentace do stojaté vody s bahným dnem (20-50 cm). Z této polohy byly odebrány vzorky na pylovou analýzu (Jankovská 1996).

d) Světlehnědý jílovitý horizont (60 cm).

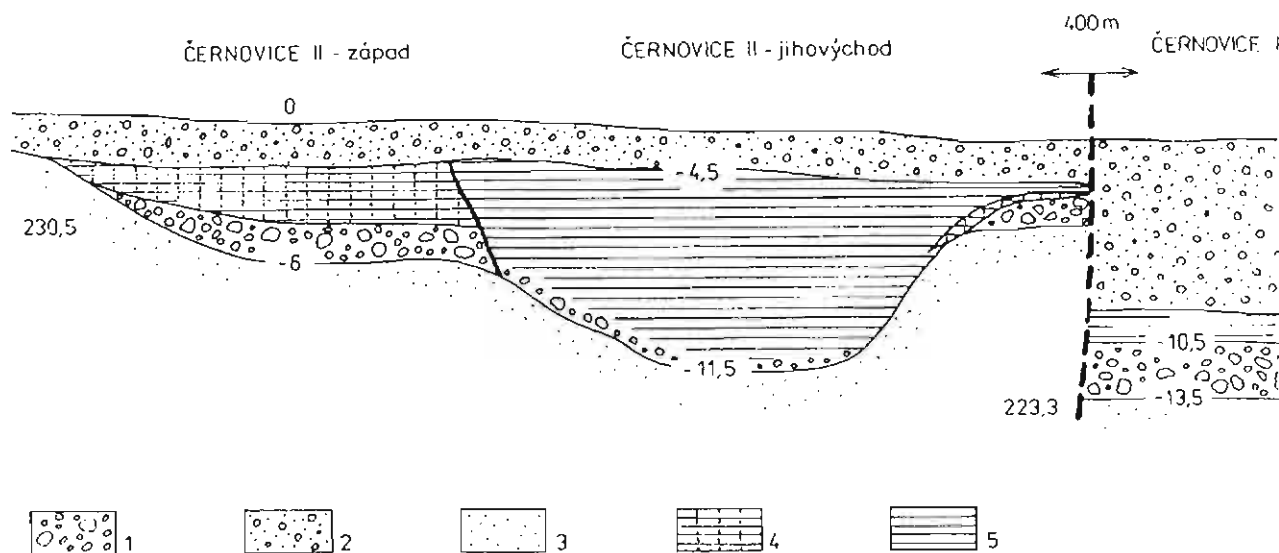
e) Světle hnědožlutá zemina (10 cm).

f) Tmavěhnědý půdní horizont, možná se jedná

o autochtonní půdu na rozdíl od dřívějších vrstev, které jsou allochtonní (mocnost až 60 cm).

g) Ve vyschlém stavu bílý "marker" tvořený vysráženým CaCO_3 , bez písčité příměsi. Probíhá téměř

interglaciálního charakteru. Po zaplnění koryta hlinitými sedimenty došlo k velké erozi všech sedimentů a dokonce i podložních brněnských písků, jak je názorně vidět v jihovýchodní části odkryvu (Černovice II - jihovýchod), tj.



Obr. 1 Schématický profil odkryvů Černovice II - západ, Černovice II - jihovýchod a Černovice I. Čísla se znaménkem - značí relativní výšky vztažené na povrch (0 m), ostatní čísla jsou nadmořské výšky zjištěné nivelací. Vysvětlivky: 1-hrubé bazální štěrky, 2-drobný štěrkopísek, 3-podloží brněnských písků, 4-hlinité sedimenty výplně říčního koryta, 5-lakustrinní jíly, písčité jíly a sprašovitá zeminy. Vzdálenost mezi Černovice II - jihovýchod a Černovice I (přerušovaná kolmá čára) je ca 400 m. Šikmá čára mezi sedimenty Černovice II - západ a jihovýchod značí erozi odstraněné sedimenty výplně západního koryta. Nachází se zhruba v místě, kde došlo k další erozi podložních brněnských písků (R.Musil).

vodorovně po celé délce odkryvu, jeho mocnost je 10 cm.

h) Tmavě zbarvená hlína jasně vrstevnatá (povodňové hlíny), písčitá (100cm).

i) Poloha fluvialního štěrkovisku (200 cm).

Uvedené souvrství písčitojílovitých a hlinitých sedimentů s hojně vysráženým Fe a Mn bylo odkryté v délce ca 150 m. Tvoří výplň zařízení a později opuštěného říčního koryta. Toto zařízení je dobře viditelné na západní straně, kde je patrný mírně se svažující břeh. V reliktu je zachováno i na straně jihovýchodní (Černovice II - jihovýchod).

Výplň jihovýchodní části koryta Černovice II - západ byla pak odstraněna následující erozí. Kontakt výplně koryta Černovice II - západ a erozí způsobené zařízení, a to i do podložních brněnských písků, je v odkryvu dobře patrné.

Hlinité sedimenty vyplňující koryto Černovice II - západ pocházejí zřejmě z půd ležících v tehdejší době na povrchu štěrků, odkud byly do opuštěného koryta postupně splavovány a v něm se i zachovaly. Nikde jinde na okolních štěrčích přítomné již nejsou. Některé vrstvy byly sedimentovány do stojaté vody, prostředí koryta bylo zřejmě vždy nejméně vlhké.

Nikde jinde není po podobných hlinitých sedimentech ani stopy a nebýt tohoto opuštěného říčního koryta nemohli bychom tuto fázi vývoje a změny klimatu vůbec poznat. Mohlo se jednat pouze o teplé období

ve směru ke štěrkově Černovice I. Tato eroze vedla k prohloubení dosavadního koryta a k odstranění všech výše popisovaných sedimentů v jihovýchodní části opuštěného říčního ramene. Erozi vzniklé hlubší koryto bylo pak vyplněno sedimenty zcela jiného charakteru a to převážně pelitickými. Celé souvrství je tvořeno sprašovitými jílovitými hlinami, ve kterých bylo možné rozeznat tyto polohy:

a) Na povrchu brněnských písků se nacházejí v reliktech roztroušené říční štěrky ca 10 cm mocné.

b) Světlehnědé jasně vrstevnaté jílovité sedimenty přecházející pozvolna do sedimentů tmavých, rezivožlutých. (mocnost ca 130 cm).

c) Šedá jílovitá sprašovitá hlína s rezivě zbarvenými vrstvičkami (Fe) a s písčitymi vložkami. Ve spodní části se nacházejí roztroušené vápnité konkrece, místy vázané na jílovité proplásky (60-70 cm). Velké množství ulit plžů, přičemž větší ulity byly již v sedimentu rozpadlé na menší fragmenty, které se nacházejí spolu. Ojedinelý nález zubu lumíka (Vašátko 1996).

d) Laminované jemné písky konkordantně uložené, jílovité, šedě zbarvené, ojedinelé s ulitami plžů (140-150 cm).

e) V jednom místě odkryvu a to poblíž hranice eroze dřívější výplně byla zachována intaktní šedožlutá půda (15 cm), ve které se nacházely čočky připomínající krotoviny.

f) Žlutohnědá sprašovitá hlína, nevrstevnatá,

místa je lehce oglejená, se šedými skvrnami, ojediněle s vápnitými cicváry.

g) Poloha fluvialního štěrkopísku (350 cm). Tato poloha štěrkopísku je průběžná na obou lokalitách, tj. na Černovice II - západ a Černovice II - jihovýchod. Obě lokality Černovice II - západ a Černovice II - jihovýchod představují dvě široká říční koryta, které byly po opuštění vyplněné okolními sedimenty, prvním případě z teplého období, v druhém případě z období studeného. Říční koryto Černovice II - západ je evidentně starší.

Výškové úrovně:

Nadmořská výška povrchu brněnských písků v západní části lokality Černovice II je 230,0 m, což odpovídá bázi fluvialní akumulace hrubých štěrků tamtéž. Neogenní štěrky ležící na brněnských píscích pod Bílou horou jsou ve výšce 230,5 m, což znamená, že povrch brněnských písků mezi Bílou horou a Černovicemi II leží stále zhruba ve stejné výšce. Pokud se týče tužanské terasy je její povrch v osadě Černovičky 240,8 m, v Brněnských Ivanovicích báze 223,0 m a povrch 233,3 m, v Tuřanech báze 220,3 m a povrch 231,0 m (Musil 1968).

Vedle výše uvedené nivelace použili jsme i změřeni relativních výšek tlakoměrem s těmito výsledky. Vezmeme-li povrch celé roviny nedaleko odkryvu Černovice II (i s holocénem) jako 0 m, pak báze hrubých štěrků tj. povrch brněnských písků na lokalitě Černovice II - západ byl hlubší ca o 6 m. Báze druhého koryta (Černovice II - jihovýchod) byla -11,5 m (všechny výšky jsou vztažené na výšku povrchu 0 m), což je zhruba výška reliktu hrubých štěrků v podloží pelitických sedimentů. Povrch pelitických sedimentů se nacházel ve výšce -4,5 m, tedy nad povrchem hrubých štěrků Černovice II - západ.

Dnešní úroveň dna štěrkovny Černovice I je -13,5 m, hrubé štěrky mají mocnost ca 2-3 m, takže báze lakustrinních sedimentů v jejich nadloží je ca -9 až -10 m. Báze drobných štěrkopísků je tedy ca -8 m.

Máme zde tedy zachované tři erozní stupně tvořené povrchem brněnských písků. Nejnižší je ve štěrkovně Černovice I, v odkryvu Černovice II - jihovýchod leží ca o 2 m výše. Rozdíl mezi odkryvem Černovice II - jihovýchod a Černovice II - západ je pak 5,5 m.

Petrografie:

Valounová asociace bazálních štěrkopísků na obou černovických lokalitách ukazuje jednoznačně na svitavskou provenienci valounového materiálu a obsahuje značný podíl vápence (kolem 20%). Podíl ostatních hornin z povodí je značně proměnlivý, zejména pokud jde o vzájemný poměr nejhojněji zastoupených složek (křídové pískovce a kulmské droby - v součtu vždy kolem 50%). Navzdory vysokému obsahu vápence je petrografická stálost valounového materiálu relativně vysoká ($S_p = 1$) a na všech místech odběrů přibližně stejná, což je dáno dosti vysokým zastoupením jurských rohovců a křídových silicítů. Také valounová asociace svrchních štěrkopísků svědčí o svitavské provenienci, ale vápenec v nich není zastoupen buď vůbec (svrchní zvětralá poloha $S_p = 23,5$) nebo pouze podílem do max. 10% (spodní nezvětralá poloha $S_p = 2,8$). Nejhojněji zastoupenou horninovou složkou ve valounových asociacích povrchové i bazální polohy

svrchních štěrkopísků (ca 30%) je kulmská droba (Karásek 1971-1972).

Průběh sedimentace a vzájemné vztahy

Odkryv Černovice II je výjimečný v tom, že se jedná o plošně nejrozsáhlejší a zároveň i nejmocnější polohu hlinitých, sprašovitých a jílovitých sedimentů uvnitř štěrkového souvrství. Další jeho důležitost tkví ve vzájemných vztazích mezi Černovicemi II - západ a Černovicemi II - jihovýchod a ve vztahu ke štěrkovým akumulacím dřívějších štěrkovent v Brněnských Ivanovicích (Černovice I) a Tuřanech.

Zcela nesporných skutečností je několik. Je to jednak souvislý a nepřerušovaný průběh povrchu nejsvrchnější štěrkové polohy na všech lokalitách. Dále je to stejné petrografické složení bazální polohy hrubých štěrků odlišující se od ostatní fluvialní akumulace přítomnosti velkého počtu vápencových valounů z Mor. krasu. Tyto se vyskytují sice i v nadloží v drobných štěrkopíscích, ale nikdy ne v tak hojném počtu. Objektivní jsou i nadmořské výšky bází a povrchů tužanské terasy a relativní výšky lokalit ověřované několika měřeními tlakoměrem. Zcela jasné jsou i vzájemné vztahy sedimentační výplně lokality Černovice II - západ a jihovýchod.

Na začátku našeho studia přicházely v úvalu tři varianty řešení průběhu eroze a akumulace. První varianta počítala s tím, že došlo ke vzniku hlubokého údolí (Černovice I), do kterého byly sedimentovány hrubé štěrkopísky, které dnes nacházíme na Černovice I a u obou odkryvů Černovice II. Všechny následující erozní a akumulací fáze jsou pak mladší.

Druhá varianta vycházela z opačného hlediska. Nejstarší je erozní fáze a akumulace hrubých štěrků Černovice II - západ, všechny další erozní fáze a akumulace jsou pak mladší.

Třetí varianta, počítající s možností diferenciálních tektonických pohybů v průběhu akumulace štěrkopísků, byla již na začátku studia zamítnuta. Ve stěně brněnských písků vysoké zhruba 10-15 m není po možných vertikálních posunech nejmenší stopy.

Po důkladných terénních studiích se ukázalo, že za současného stavu poznatků z terénu se jeví jako nejpravděpodobnější druhá varianta:

1. Zcela evidentní je vznik dvou časově odlišných říčních koryt na lokalitě Černovice II (viz obr. 1). Koryto Černovice II - západ a jeho výplň je starší než o 5,5 m hlouběji položené koryto Černovice II - jihovýchod a jeho výplň. Sedimenty obou výplní jsou odlišné i z hlediska klimatu.

2. Méně jasný vztah byl zpočátku mezi Černovicemi I a Černovicemi II. Báze hrubých štěrků Černovice I leží zhruba o 2 m níže než báze těchto štěrků Černovice II - jihovýchod. U obou odkryvů leží pak v nadloží pelitické sedimenty z chladného období, které si výškově přibližně odpovídají.

Na základě všech výše uvedených skutečností a výškových vztahů zůstává jako nejpravděpodobnější vysvětlení vztahu Černovice II - jihovýchod a Černovice I

takové, že eroze řeky prohloubila údolí do hloubky Černovice I. Úroveň Černovice II - jihovýchod, která leží ca o 2 m výše vznikla možná boční erozí. Pak došlo k zašterkování údolí hrubými šterky. Na hrubé šterky akumulují pak lakustrinní jíly, písčité jíly a sprašovitě hlíny, které vyplňují celé údolí. Řeka v té době teče jinde. Pelitické sedimenty vznikají za chladného klimatu ((ostrakodí lakustrinních jílu Černovice I a plži pelitické výplně Černovice II - jihovýchod) a zřejmě i ve stejné době. Další erozí jsou pelitické sedimenty z větší části údolí vyklizeny. Poslední fluviální akumulace je pak tvořena drobným šterkopískem, který vyplňuje postupně nejen dříve vzniklé údolí, ale akumuluje i na zbytek pelitických sedimentů (Černovice II - jihovýchod) a na hlinitou výplň koryta Černovice II - západ. Tvoří povrch dnešní roviny.

Toto vysvětlení počítá tedy se dvěma časově různými akumulacemi hrubých šterků, starší akumulací Černovice II - západ a mladší Černovice II - jihovýchod a Černovice I.

Při přijetí této varianty, která se nám zdá na základě dosavadních znalostí nejpravděpodobnější, by vypadal průběh eroze a akumulace takto:

a) Eroze brněnských písků, při které vzniká široké koryto zhruba 6 m hluboké.

b) Akumulace hrubých šterkopísků.

c) Vznik opuštěného říčního koryta a jeho postupné vyplnění hlinitými sedimenty. Pravděpodobně období interglaciálního charakteru.

d) Velká eroze, která nejen odstraňuje dříve akumulované sedimenty, ale prohlubuje i údolí zhruba o dalších 5-6 m v brněnských píscích. Báze tohoto údolí není všude ve stejné hloubce.

e) Akumulace hrubých šterků (Černovice II - jihovýchod a Černovice I).

f) Výplň vzniklého údolí lakustrinními, jílovitopísčítými a sprašovitými hlínami v období chladného klimatu.

g) Vyklizení pelitických sedimentů z větší části údolí.

h) Akumulace drobných šterkopísků, které vyplňují postupně celé předtím vzniklé údolí, v poslední fázi dochází i k jejich ukládání nad reliktem pelitických sedimentů (Černovice II - jihovýchod) a nad výplní koryta Černovice II - západ. Tato akumulace je v tomto prostoru nejmnocnější a patří terase, která je označována jako tuřanská.

i) Vznik fereta na povrchu nejmladších šterkopísků tuřanské terasy. Pravděpodobně některý z cromerských interglaciálů.

j) Porušení povrchu šterkopísků silnou kroturbací, místy se na povrchu nachází i slabá vrstva spraše.

Klimatické a stratigrafické závěry

Akumulace a eroze ve studovaném prostoru představují velmi dlouhý a klimaticky různorodý časový úsek. Dokumentováno je nejméně jedno teplé a jedno studené období a dvě samostatné akumulací fáze patřící dvěma různým říčním terasám. Stratigrafické zařazení jednotlivých fází se však dá velmi těžko vyjádřit v klasické alpské stratigrafické škále. K ukončení sedimentace tuřanské terasy však došlo v některém cromerském interglaciálu.

Literatura

- Jankovská V. (1996): Výsledky pylové analýzy sedimentů vrstvy "c" z lokality Brno-Černovice.- Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 13-15, Brno.
 Musil R. (1968): Neue Ergebnisse der Forschungen an der Lokalität Stránská skála.- Acta Musei Moraviae, 53, 139-162, Brno.
 Vašátko J. (1996): Fossilní měkkýši z lokality Černovice II.- Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 37-38, Brno.

PALEOPEDOLOGICKÝ VÝZKUM PROFILU V BRNĚ - PISÁRKÁCH

Palaeopedology of the section at Brno - Pisárky

(24-34, Ivančice)

Libuše Smolíková

Ústav geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty KU Praha, Albertov 6, 128 43 Praha 2

Key words: Micromorphology of soils, stratigraphy

V r. 1995 mi bylo předáno doc. dr. K. Valochem, DrSc. šest vzorků z profilu v Brně - Pisárkách k půdně - mikromorfologickému posouzení. Místa odběru vzorků jsou znázorněna na obr. 1 (viz též práci Musil, Valoch, Seitl, 1996 a Karásek, 1996).

Mikromorfologická charakteristika

Výbrus 4 (7,5 YR 5/6, měřeno za sucha): Převážná část půdního materiálu je soustředěna ve více méně zaoblených hrudkách. Sestává vesměs z braunlehmového stavebního plazmatu. Výraznou složkou jen zde vysoký podíl půdního skeletu. Je tvořen rozměrnými úlomky krystalinika, velkými zrny křemene, zastoupeny jsou plagioklasy, augity, amfiboly, ortoklas, biotit, muskovit aj. Hojně jsou též velké braunlehmové konkrce hladkých obrysů. Přírodní dráhy (roučky po kořenech a žízalách, trhliny aj.) jsou bohatě lemovány sytě žlutooranžovým braunlehmovým plazmatem. Výkazuje výrazné proudovité struktury, přírůstkové zóny a intenzivní optickou aktivitu. Základní hmota nese stopy mírného pseudooglejení (řídce roztroušené černé pseudoglejové konkrce nepravidelně paprskovité omezených obrysů), jemné rekalcifikace (amorfní formy CaCO_3 v některých volných prostorech) a zvrstvení (systém paralelně uspořádaných trhlín a puklin).

Výbrus 3 (10 YR 5/6): Základní hmota je ve srovnání s podložní polohou (výbrusem 4) výrazně světlejší (nižší podíl redeponovaných plastosolových složek) a zrnitostně poněkud jemnější (přínos eolické komponenty). Obsah braunlehmových konkrce je i zde vysoký, navíc jsou zde zastoupeny též konkrce sestávající ze sloučenin Mn. Stupeň pseudooglejení je zde vyšší a projevuje se nejen přítomností pseudoglejových konkrce, nýbrž i černými lemy na stěnách přírodních drah i některých minerálních zrn a úlomků hornin. Dílčí braunlehmové plazma je dochováno jen místy v podobě úzkých lemů na některých součástkách půdního (mikro) skeletu. Půdní hmota je rovněž zvrstvena.

Výbrus 2 (7,5 YR 5/8): Základní hmota sestává převážně z hrudek tvořených braunlehmovým stavebním plazmatem. Jsou smíseny s vysokým podílem zrnitostně hrubých součástek (převažují velká zrna křemene a úlomky hornin pestrého složení a velikosti). Rovněž zde jsou velmi hojně zastoupeny velké braunlehmové konkrce, jakož i konkrce tvořené zejména sloučeninami Mn. Tento výrazně zvrstvený půdní materiál byl následně silně pseudooglejen (hojně pseudoglejové konkrce a "manganolimonitové" lemy na četných minerálních

zrnech a úlomcích hornin).

Zcela shodné znaky vykazuje i výbrus 5 (7,5 YR 5/7). V dutinách některých velkých zrn křemene a živců jsou dochovány relikty rudě zbarveného plazmatu.

Výbrus 1 (5 YR 4/8): Půdní hmota sestává ze sytě hnědého až hnědožlutého (výrazné barevné mozaikování půdní matrice) braunlehmového plazmatu, které je soustředěno jak v zaoblených hrudkách, tak ve více méně ostrohranných úlomcích. Plazmatické partie vykazují četné proudovité struktury a výrazný dvojlom. Rozměrné braunlehmové konkrce jsou i zde velmi hojné, stejně jako podíl granulometricky hrubého půdního skeletu. Jde o úlomky i valounky krystalinických hornin a zrna minerálů pestrého složení. Mnohé z nich nesou sytě oranžové až červené plazmatické výplně. Půdní materiál je zvrstven a silně pseudooglejen.

Výbrus 6 (10 YR 4/4): Světle okrová vyvločkováná základní hmota je smísená s hnědošedou nerovnoměrně humózní matricí. V obou těchto komponentách vykazujících nápadné zvrstvení se vyskytují četné braunlehmové konkrce a vysoký podíl půdního skeletu (dominují úlomky hornin a zrna křemene), stopy mírného pseudooglejení (řídce roztroušené pseudoglejové konkrce) a jemné rekalcifikace (amorfní formy CaCO_3 , nasedající na lemy tvořené sloučeninami Mn na stěnách přírodních drah). Ojedinele se zde vyskytují partie, kde jsou dochovány relikty dílčího braunlehmového plazmatu. Nevykazují však ani intenzivní zbarvení, ani charakteristické fluvialní struktury a výraznější optickou aktivitu.

Pozn.: Ve všech výbrusech jsou ve zbytcích rozložených kořenů dochovány akumulace drobných, ostrohranných a červeně zbarvených koprogenních elementů recentních roztočů (*Acari*).

Genetické zhodnocení

Z paleopedologického hlediska se studovaný profil vyznačuje tím, že v něm dominují fosilní půdní sedimenty. Jde vesměs o redeponovaný materiál vysoce zvětralých půd, a to převážně typu braunlehmů. Tyto půdy tvořené braunlehmovým stavebním plazmatem a obsahující vysoký podíl braunlehmových konkrce sem byly opakovaně přemístovány (ve formě zaoblených hrudek nebo ostrohranných úlomků) spolu s vysokým podílem detritu pestrého zrnitostního, mineralogického i petrologického složení a takto vzniklé půdní sedimenty byly v různém stupni pseudooglejeny a rekalcifikovány a vzájemně odděleny sprašovými akumulacemi.

Pouze u bazálních dvou členů (výbrusy 4 a 3) proběhla po uložení starších půdních sedimentů následná výrazná illimerizace. Jejím výsledkem je dobře vyvinutý horizont $B_1(4)$ a $A_3(3)$ silně vyvinuté illimerizované půdy, jejímž substrátem však nebyla spraš nýbrž sedimenty typologicky odlišných a intenzivněji zvětralých půd. Ve smyslu W.L.Kubieny (1956) odpovídá tento způsob výskytu modu 9, tj. autochtonní fosilní půdě na půdním sedimentu.

Pokud jde o stratigrafickou příslušnost uvedených členů, je třeba vzhledem k převaze půdních sedimentů (tedy modu 6 v Kubienově pojetí) značně opatrnosti. Je totiž nutné počítat s retardací, tj. možností časového rozdílu mezi existencí půdy a usazením příslušného půdního sedimentu. Na základě analogií (srov. Smolíková 1990) víme, že plastosolové půdy se v našich podmínkách naposledy tvořily v nejmladším teplém období uvnitř mindelského (elsterského) glaciálu, tedy v rámci pedokomplexu VII. Proto jejich existence ve zkoumaném profilu dokládá jejich tvorbu v přilehlém okolí v uvedeném období nebo dříve, nikoliv však časový úsek, kdy byly přemístěny.

Illimerizace dvou bazálních členů proběhla patrně v posledním interglaciálu (R/W, Eem). Avšak vzhledem k tomu, že i tato půda jeví výrazné znaky mechanického porušení (a to v horizontech A_3 i B_1), nelze vyloučit, že byla rovněž ze svého původního stanoviště přemístěna, a to ne ve formě jednotlivých půdních částic, nýbrž jako celý blok, tedy sesuvem. I v tomto případě je však dokladem zastoupení posledního interglaciálu v daném areálu.

Uložení dalších sedimentů plastosolových půd (výbrusy 1, 2 a 5) bohatě promísených s detritem na tomto exponovaném stanovišti pokračovalo, a to jak po krátkodobé eolické sedimentaci v přímém nadloží illimerizované půdy, tak i do nejvyšších členů profilu (výbrus 6). Zde jsou však již tyto sedimenty silně obohaceny sprašovou komponentou, materiálem rozrušených humózních půd a fragmenty destruované illimerizované půdy.

Závěr:

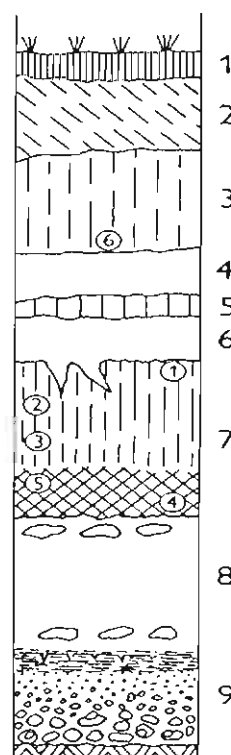
Ve sprašovém profilu v Brně - Pisárkách jsou bohatě zastoupeny fosilní sedimenty plastosolových půd smíšené s detritem pestrého složení. Jejich přítomnost je dokladem vývoje těchto vysoce zvětralých půd v přilehlém okolí buď v nejmladším teplém období mindelského glaciálu nebo v některém z teplých období starších.

Ze dvou bazálních poloh těchto sedimentů se vyvinula illimerizovaná půda, z níž jsou dochovány horizonty A_3 a B_1 . Stupeň jejího vývoje je analogický půdám odpovídajícím poslednímu interglaciálu (R/W, Eem). Vzhledem k tomu, že i tato půda nese znaky výrazného mechanického porušení, nelze vyloučit, že byla rovněž přemístěna, nikoliv však ve formě půdních sedimentů jako

ostatní polohy, nýbrž v podobě bloku, tedy sesuvem.

Tato paraautochtonní půda byla překryta dalším souvrstvím redeponovaných braunlehmovitých půd, sprašemi s mezipolohou slabě vyvinuté půdy a posléze nejmladším členem, který sestává kromě materiálu plastosolových půd též ze sprašové komponenty, rozrušených humózních půd a inaktivních fragmentů illimerizované půdy.

Tento dynamický profil je dokladem rychle se střídajících pleistocenních sedimentačních a pedogenetických pochodů nejen na daném stanovišti nýbrž i v přilehlém okolí.



Obr.1 Syntetické schéma profilů v Pisárkách (K. Valoch). 1-holocén, 2-deluviální sedimenty světle až rezivěhnědé s velkým množstvím suti až detritu, 3-svrchní komplex půdních sedimentů se suti a detritem, 4-spraš s množstvím $CaCO_3$ vysráženého zejména při bázi, 5-hnědá sprašovitá zemina, slabě fosilní půda, 6-spraš, $CaCO_3$ vysrážený v malých shlucích, řídko roztroušené cicváry, do podloží dlouhé mrazové klíny, 7-spodní komplex půdních sedimentů a půd, složený z více poloh různé textury a barvy, ve svrchní části obsahují dosti detritu, 8-spraš s pseudomyceliemi a několika polohami velkých cicvartů, 9-fluvialní akumulace. Podloží tvoří horniny brněnského masivu. 1 - 6 v profilu: odebrané vzorky pro mikromorfologii půd.

Literatura

- Karásek J. (1996): Valounová asociace šterkopísků nízké říční terasy v Pisárkách. - Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 1995, 16-18. Brno.
 Kubiena W.L. (1956): Zur Methodik der Paläopedologie. - Actes du IV Congrès International du Quaternaire. - Rome-Pise, Août-Septembre 1953, 297-395. Roma.
 Musil R., Valoch K., Seitl L. (1996): Problémy "modrické terasy" v Pisárkách. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 26-28. Brno.
 Smolíková L. (1990): Paleopedologie. - In: Němeček J., Smolíková L., Kutilek M.: Pedologie a paleopedologie. - Academia, 546 str. Praha.

ZHODNOCENÍ PŘIROZENÉ RADIOAKTIVITY V JESKYNI BÝČÍ SKÁLA VE STŘEDNÍ ČÁSTI MORAVSKÉHO KRASU

Assessment of natural radioactivity in the Býčí skála Cave
in the central part of the Moravian Karst

(24-41, Vyškov)

Jindřich Štelcl¹, Jan Surý², Daniel Sas²

¹Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PřF MU, Kottlářská 2, 611 37, Brno

²Katedra chemie, Vysoká vojenská škola PV, 682 03 Vyškov

Key words: Moravian Karst, natural radioactivity, dose rate, radon, cave sediments

Od roku 1992 jsme v severní části Moravského krasu prováděli detailní výzkum zastoupení a obsahu přirozené radioaktivních prvků a radonu ve vápencích a klastických jeskynních sedimentech (Navrátil et al. 1994, Štelcl, Navrátil, Surý 1994, Štelcl, Surý, Navrátil 1994). Naše pozornost byla zaměřena na jeskyně využívané, resp. perspektivně uvažované pro potřeby speleoterapie (Sloupsko - šošůvské jeskyně, Cisařská jeskyně). Výsledky těchto prací naznačily potřebu uskutečnit obdobná měření také v jiných jeskyních situovaných na území Moravského krasu. Jako nejvhodnější se nám jevil jeskynní systém Býčí skály, patřící k nejrozsáhlejším a speleologicky nejkomplicovanějším lokalitám centrální části Moravského krasu.

V letech 1993 - 1995 byla pomocí terénního 256 kanálového spektrometru GS-256 uskutečněna in situ ve vápencích a klastických jeskynních sedimentech měření koncentrace přirozených radioaktivních prvků (²³⁸U, ²³²Th, ⁴⁰K). Přístrojem RP-23 a RP-114 byla dále sledována ekvivalentní objemová aktivita radonu (EOAR) v ovzduší a dávkový příkon záření gama. Současně byl proveden odběr vzorků fluvialních jeskynních sedimentů k laboratorní spektrální analýze prvků uranové rozpadové řady širokokanálovým spektrometrem.

Fluvialní klastické sedimenty, jimž byla v uplynulé etapě výzkumů Býčí skály věnována z hlediska obsahu přirozených radioaktivních prvků největší pozornost, představují typické psefitické, psamitické i pelitické sedimenty vnitrojeskynní facie (ve smyslu J. Příbyla, V. Ložka 1992). Reprezentovány jsou smíšenou asociací kulmu a rudických vrstev, s převahou materiálu kulmské provenience.

Psefitické akumulace pokrývají zejména dno jeskyně. Tvoří je jednak polymiktní štěrky, jednak žlutohnědě až hnědavě zbarvené drobnozrnné až střednozrnné štěrky s písčitou, popř. jílovito-písčitou mezerní hmotou. Nejvýraznější jejich součástí představuje kulmský materiál

zastoupený silně sploštělými valouny převažujících jemnozrných drob a prachových břidlic, jejichž maximální velikost kolísá v intervalu 20-35 mm. V místech charakteristických vkleslými polohami rudických vrstev transportovaných komíny s povrchu (např. Stará štolá), se lze místy setkat rovněž s valouny rohovců a silně kaolinizovaných acidních magmatitů. Valouny štěrku jsou velmi dobře opracované s převahou diskovitých a čepelovitých tvarů. V okrajových partiích chodeb bývají v jejich nadloží vyvinuty polohy jemnozrných písků, popř. horizontálně uložených, místy laminovaných písčitých až písčito-prachových jíílů šedohnědých až rezavě hnědých odstínů.

Opakovaná měření přirozených radioaktivních prvků ²³⁸U, ²³²Th, ⁴⁰K potvrdila mimořádně vysoké zastoupení uvedených komponent, a to jak v klastických jeskynních sedimentech, tak i ve vápencích budujících vlastní jeskynní systém (viz tab. 1a 2). Tato skutečnost je zvláště patrná u uranu, jehož koncentrace ve vápencích se pohybovala v rozmezí 14,5-38,9 ppm s průměrnou hodnotou 24,4 ppm ($\sigma_x=6$, 1 ppm). Ve fluvialních sedimentech kolísají hodnoty uranu rozmezí 8,1-61,1 ppm s průměrem 26,0 ppm ($\sigma_x = 10,4$ ppm). Korelací maximálních hodnot koncentrací uranu naměřených v Býčí skále s výsledky vybraných jeskyní severní části Moravského krasu (Sloupsko-šošůvské jeskyně, Cisařská jeskyně) byly získány tyto výsledky:

- ve vápencích budujících Býčí skálu dosahují průměrné maximální hodnoty 36,8 ppm uranu;

- ve fluvialních klastických sedimentech je uran zastoupen v průměru 54,4 ppm.

Při srovnání těchto maxim s nejvyššími hodnotami přirozené radioaktivity vápenců a sedimentů v jeskyních Sloupsko-šošůvských a Cisařské lze konstatovat, že v Býčí skále jsou koncentrace uranu oproti Sloupsko-šošůvským jeskyním 3,5 x a vzhledem k Cisařské jeskyni dokonce 8,5 x vyšší (viz Obr. 1). Zastoupení draslíku a thoria dosahuje

naproti tomu hodnot srovnatelných s výsledky naměřenými již dříve ve výše uvedených jeskyních.

K měření EOAR v Býčí skále jsme přistoupili po zhodnocení výše uvedených výsledků za účelem ověření, zda přirozená rozpadová řada uranu se projevuje i v jeho rozpadových produktech, mezi které patří první prvek plynného charakteru, tj. ^{222}Rn . Uskutečnili jsme řadu měření v prostoru mezi Severní a Jižní odbočkou a Dómem překvapení. Podobně jako hodnoty koncentrace přirozených radioaktivních prvků, vykazovala i EOAR

v jeskynním systému Býčí skály spadají do intervalu 190 - 350 nGy.h⁻¹, a taktéž se výrazně odlišují od srovnávaných jeskyní, u nichž se průměrná hodnota dávkového příkonu záření gama pohybuje kolem 70 nGy.h⁻¹.

Ze spektrálních grafů získaných laboratorním měřením vzorků jeskynních klastických sedimentů Býčí skály se potvrdilo zvýšené zastoupení přirozeně radioaktivních prvků uranové rozpadové řady.

Při úvaze o zdrojích zvýšeného výskytu přirozených

Č. MĚŘENÍ	1	1a	2	2a	3	4	5	5a	6	7	7a	8	8a	9	9a	10	11	12	13	14	15	15a	16	16a	17
K [%]	1.9	1.7	1.7	1.7	2.2	2.7	1.5	1.8	1.8	0.3	2.0	1.8	1.8	1.6	1.7	1.8	1.8	1.7	1.8	1.9	0.7	0.6	0.5	0.7	1.0
U [ppm]	28.4	43.4	30.8	27.7	9.8	17.8	24.8	17.1	8.1	18.8	10.8	27.8	20.9	13.1	9.7	23.6	21.9	31.0	28.0	42.8	30.1	20.7	38.4	28.4	29.0
Th [ppm]	11.2	9.8	11.9	13.7	13.7	19.2	11.9	11.9	10.9	1.1	12.6	9.8	8.6	9.3	9.6	8.6	8.4	9.9	10.4	12.6	4.3	5.0	4.5	3.9	7.5

Č. MĚŘENÍ	17a	17b	18	19	20	26	26a	27	28	29	30	31	31a	32	33	33a	34	35	39	40	42	44	45	46	48
K [%]	0.8	0.2	1.8	1.7	1.4	1.9	1.6	0.6	1.9	2.2	1.8	2.6	1.3	1.4	1.2	1.3	1.8	0.3	0.2	0.4	1.8	0.3	1.8	2.0	2.0
U [ppm]	13.2	12.3	36.0	56.3	45.9	13.7	22.1	12.7	18.6	18.8	19.3	19.9	45.0	18.1	24.3	43.8	31.1	19.8	19.8	19.6	26.3	26.9	19.0	28.3	28.1
Th [ppm]	6.3	3.8	9.3	12.9	11.3	10.9	8.8	2.0	12.2	10.3	10.3	14.1	12.1	9.0	8.7	12.3	12.1	2.4	2.2	2.3	7.2	1.8	10.0	10.7	11.7
D (nGy)	-	-	-	-	-	-	-	90	-	218	240	260	-	-	260	-	260	-	210	190	240	220	250	255	230

Č. MĚŘENÍ	50	52	53	54	58	57	58	61	61a	62	62a	63	63a	64	65	69	71	72	74	76	80
K [%]	1.3	1.8	2.3	2.2	1.9	1.5	2.1	2.3	1.8	1.2	1.3	1.4	1.7	2.1	2.0	1.3	0.4	1.8	0.7	1.8	1.7
U [ppm]	19.4	29.6	26.1	23.6	26.4	23.0	29.0	40.6	61.1	30.5	37.3	29.7	36.2	33.1	31.0	14.9	22.8	29.3	23.6	24.4	18.4
Th [ppm]	8.8	10.9	12.6	13.3	11.6	10.7	12.6	14.2	11.3	12.8	10.9	11.1	12.4	14.6	11.4	5.8	3.4	12.1	4.6	9.8	9.9
D (nGy)	230	270	300	270	265	250	290	350	-	330	-	330	-	330	370	240	260	300	300	280	300

Tab.1 Hodnoty přirozené radioaktivity a dávkového příkonu záření gama fluvialních jeskynních sedimentů (štěrky, písky, písčité jíly, jíly) jeskyně Býčí skála

Č. MĚŘENÍ	21	22	23	24	25	36	37	38	41	43	47	49	51	55	59	60	66	67	68	70	73	75	77	78	79	81
K [%]	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.9	0.2	0.2	0.1	0.8	0.5	0.8	0.6	0.3	0.5	1.8	0.5	0.0	0.3	0.3	0.3	0.6	0.9	0.1	0.7	
U [ppm]	29.9	31.9	38.8	38.9	26.2	21.8	20.4	18.0	22.2	22.9	24.6	20.8	22.6	24.8	29.8	27.8	21.3	14.5	19.3	16.2	26.1	24.7	18.8	26.2	33.0	17.8
Th [ppm]	2.5	1.8	2.0	1.8	1.8	4.8	0.4	1.1	0.1	3.5	4.5	3.1	2.0	3.1	2.7	12.0	1.9	0.0	0.7	0.1	2.8	3.1	3.1	3.8	2.8	4.8
D (nGy)	-	-	-	-	-	-	-	180	210	266	250	240	240	240	275	290	240	220	230	220	280	290	250	250	300	230

Tab.2 Hodnoty přirozené radioaktivity a dávkového příkonu záření gama karbonátových sedimentů (vápence, sintry) jeskyně Býčí skála

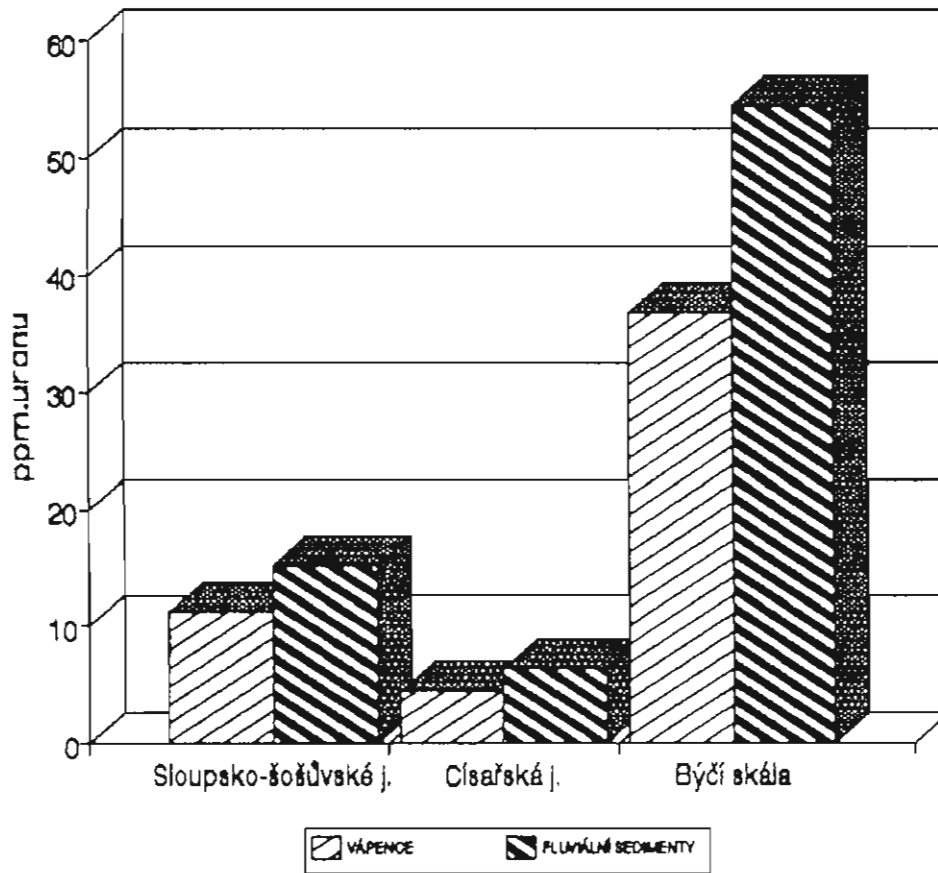
zvýšené hodnoty. Tyto se pohybovaly se v rozmezí 3090 - 7740 Bq.m³ (průměrná hodnota 6022 se statistickou odchylkou 1373 Bq.m³). Taktéž tyto výsledky jsou zhruba sedminásobně vyšší oproti průměrným hodnotám EOAR v ostatních sledovaných jeskyních Moravského krasu.

Uvedené předchozí závěry jsme potvrdili měřením dávkového příkonu záření gama. Data získaná

radioaktivních prvků vycházíme z celkové geologické situace a sedimentárně petrografického zhodnocení přítomných sedimentů. Tyto sedimenty ve srovnání s ekvivalentními horninovými typy sledovanými jak ve snosové oblasti na povrchu, tak i ve výše zmíněných jeskyních severní části Moravského krasu, nevykazují výraznější rozdíly v jejich celkovém charakteru.

S přihlédnutím ke skutečnosti, že celý jeskynní systém Býčí skály se vyznačuje vysokým ventilačním koeficientem, lze zvýšené hodnoty radioaktivity uvádět do souvislosti s pravděpodobnými účinky tektonických poruch, a to

zejména s křížováním jv. pokračování Blanenského prolomu, na jehož vliv na celkovou stavbu a vývoj Rudického propadání a Býčí skály upozornili již dříve např. R. Burkhardt, V. Gregor, D. Hypr (1975).



Obr. 1 Srovnávací diagram koncentrace uranu v karbonátových a fluvialních klastických sedimentech jeskyně Býčí skála a vybraných jeskyní severní části Moravského krasu

Literatura:

- Burkhardt R., Gregor V., Hypr D. (1975): Rudická plošina v Moravském krasu - část II. Geologická stavba a vývoj Rudického propadání. - Čas. Morav. Muz., Vědy přír., 60, 87-124, Brno.
- Navrátil O., Říčný D., Sandri B., Slavík P., Surý J., Štelcl J. (1994): Die Radioaktivität in der Höhlenatmosphäre. - Beitr. zu Speläotherapie und Höhlenklima II. Wiss. Beih. z. Zeitschr. „Die Höhle“, H. 48, 47-56, Wien.
- Příbyl J., Ložek V. et al. (1992): Základy karsologie a speleologie. - Academia Praha.
- Štelcl J., Navrátil O., Surý J. (1994): Předběžné výsledky studia koncentrace a zdrojů přirozených radioaktivních prvků v okolí Stupňovité propasti ve Sloupsko-šošůvských jeskyních v Moravském krasu. - Zpr. geol. Výzk. v r. 1992, 76-77, Praha.
- Štelcl J., Surý J., Navrátil O. (1994): Sledování koncentrace přirozených radioaktivních prvků ve vybraných jeskyních severní a střední části Moravského krasu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 109-111, Brno.

FOSILNÍ MĚKKÝŠI Z LOKALITY ČERNOVICE II

Fossil molluscs from the locality Černovice II

(24-43, Šlapanice)

Jaroslav Vašátko

Katedra geografie PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Lower and Middle Pleistocene, fossil snails, palaeoecology

V odkryvu je souvrství tvořené tmavě rezavě hnědým půdním sedimentem [viz schema] (1) na kterém spočívá šedá, jemná jílovitá vrstva půdního sedimentu s velkým množstvím ulitek fosilních měkkýšů (2). V nadloží této vrstvy se nachází vrstva jemných laminovaných písků konkordantně uložených (3), na které pak spočívá poloha šedohnědé půdy (4). V jejím nadloží je štěrková vrstva (5) s holocénní půdou. Odebrali jsme vzorky asi po 5 kg sedimentů z vrstvy 1 - 3 a takto získaný materiál jsme rozplavili. Ve vrstvě (1) bylo zjištěno 41 exemplářů měkkýšů patřící 5 druhům, z vrstvy (2), 55 cm mocné, bylo vyplaveno 643 ulitek i jejich úlomků. Ve vrstvě (3) nebyla zjištěna žádná celá ulitka jen malé množství ulitek rozdrčených, které patří pouze 4 druhům a asi 5 exemplářům.

tenuilabris (A. Braun), *Pupilla muscorum* (L.) a zejména *Vertigo parcedentata* (A. Braun). Druh *Columella columella* (Mart.) je přitom vůdčím druhem vrstev, které se usazovaly ve velmi chladných obdobích kvartéru. Tento druh je rozšířený především ve spraších a jim odpovídajících sedimentech. Stejně tak i *Vallonia tenuilabris* (A. Braun) je vůdčí fosilií pleistocénních chladných období a význačným sprašovým druhem. *Vertigo parcedentata* (A. Braun) je charakteristický druh vysoce chladných období pleistocénu. Euryekní druhy - *Euconulus fulvus* (O. F. Müll.), *Trichia hispida* (L.), a *Trichia sericea* (Drap.) se vyskytují v otevřené krajině, přičemž dávají přednost spíše vlhčím ekotopům a nacházíme je i ve spraši. *Succinea oblonga* Drap. - druh

	Paleoekol. charakter.	Druh	vrstva		
			1	2	3
2	W(M) (+)	<i>Arianta arbustorum</i> <i>alpicola</i> (Fér.)	-	5	-
5	O * + +	<i>Columella columella</i> (Mart.)	-	114	-
		<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	11	172	2
		<i>Vertigo parcedentata</i> (A. Braun)	-	3	-
		<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. Braun)	16	132	1
7	M (+)	<i>Euconulus fulvus</i> (O. F. Müll.)	-	?	-
		<i>Trichia hispida</i> (L.)	5	13	10
		<i>Trichia sericea</i> (Drap.)	4	3	-
8	H +	<i>Succinea oblonga</i>	5	193	1

Tab. 2 W(M) = druhy vyskytující se jak v lesních geobiocenózách tak na otevřených stanovištích, zasahující i do středně vlhkých biotopů; 5 O = druhy otevřené krajiny bez dřevinné vegetace; 7 M = euryekní druhy dávající přednost středně vlhkým stanovištím; 8 H = druhy vzhledem k stanovištím. + = druhy, které se obvykle vyskytují ve spraších, ale setkáváme se s nimi i v jiných sedimentech; ++ = významné druhy spraší; (+) = druhy, které se ve spraších lokálně vyskytují; * = vymřelé druhy, jejichž ekologie není z recentních pozorování známa (podle LOŽEK 1964) Vrstvy: 1 - podložní, 2 - fosiliferní, 3 - nadložní

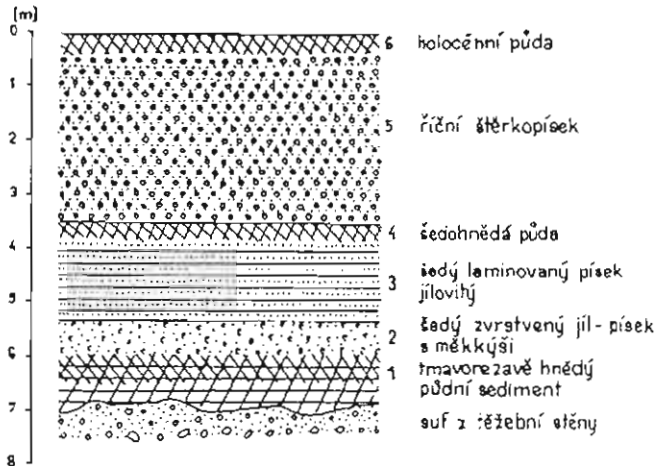
Tento materiál byl vytříděn a určen - v následující tabulce jsou uvedeny zjištěné druhy a jejich paleoekologická charakteristika.

Z uvedené tabulky vyplývá, že ve vrstvě (2) jsou zastoupeny vesměs druhy charakteristické pro otevřenou krajinu jako je *Columella columella* (Martens), *Vallonia*

vlhkých stanovišť je obecně rozšířený ve spraších různého stáří. Vyskytuje se převážně v chladných obdobích ale je znám i z období teplejších.

Arianta arbustorum (Fér.), obývá obvykle v současné době vlhké lesy různého typu od nížin až po horní hranici lesa na vlhkých a chladných biotopech.

V kvartéru je široce rozšířena, vyskytuje se hojně v sedimentech pocházejících jak z chladných tak z teplých období. Místně je hojná ve spraších buď v typické formě,



Obr.: Černovice II - schéma vrstevního sledu v místě odběru vzorků.

nebo částečně jako její drobnější forma *Arianta arbustorum alpicola* (Fér.), což je i náš případ.

Druh *Columella columella* (Mart.) i v současné době žije v otevřené krajině alpského stupně v trávnicích mezi kamením a skalami. Druh *Vertigo parcedentata* (A. Braun) nebyl v recentu bezpečně zjištěn, je však široce rozšířen v kvartérních sedimentech pocházejících z chladných období pleistocénu, kdy obýval tundru, studené stepi a sprašové stepi.

O starobylosti zkoumaného souvrství svědčí i nález zubu lumíka *Dicrostonyx cf. simplicior* Fejfar, 1966, který byl zjištěn ve vzorku z vrstvy (2) Dr. L. SEITLEM.

Tento zub určil Dr. Ivo HORÁČEK z Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy o kterém uvádí:

Dicrostonyx cf. simplicior Fejfar, 1966 Brno, Černovice II, lgt. Seitl 1995

D. simplicior byl popsán z Q2 lokality Koněprusy C718, další nálezy jsou k dispozici z lokalit Brielle 1 (Q1, NL), Q2 Bogdanovka, Stránská skála 1/4, Únětice, Q3 Dobrkovice 2 a zejména pak nové nálezy z lokality Q2 Chlum 4/B6, kde se poprvé *Dicrostonyx* objevuje ve větším počtu - v sprašové poloze vyznačující rozhraní biozon Q2/Q3 sensu Horáček et Ložek (1988), t.j. na hranici staršího a středního pleistocénu. Do okruhu *D. simplicior* spadá patrně i Kretzoiův nález zubu ze spraše v podloží PKIV ve středočeské lokalitě Letky. Středo- a mladopleistocenní nálezy rodu *Dicrostonyx* ve střední Evropě pocházejí jednoznačně z kontextu glaciálních společenstev, v interglaciálech tento rod úplně chybí. V případě staršího pleistocénu (Q1-Q2) je situace již méně jasná. Typový materiál pochází z vrstev H6-7 komplexu C718, tj. ze závěru glaciálu, resp. počátku interglaciálu, analogicky jako v případě patrně o 1 cyklus starší série Stránská skála. Glaciálnímu kontextu nasvědčuje rovněž nález ve vrtu Brielle i když druhová příslušnost *Dicrostonyx* je zde spíše pochybná (cf. kontext s *Microtus pliocaenicus* s.str.). V každém případě, z období před mladším středním pleistocénem jsou evropské nálezy rodu *Dicrostonyx* zcela ojedinělé (cf. pouze 4 doklady v materiálu 200 nalezišť analysovaných v Maulově přehledu).

Uvedené skutečnosti tedy pro lokalitu Černovice II naznačují: (a) glaciální kontext, (b) stáří uloženin vymezené zhruba glaciálními cykly L - C, tj. 800 - 300 ky., soudě z analogie s jinými doklady diskutované formy, nejspíše údobí kolem středu tohoto intervalu t.j. kolem hranice Q2/Q3.

Literatura:

- Horáček I. Ložek V. (1988): Palaeozoology and Mid-European Quaternary Past: Scope of the Approach and selected results. - Rozpravy ČSAV, 1-106. Academia Praha.
 Ložek V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpravy Ústředního ústavu geologického sv.31, 376 s., 32 příloh. Nakl. ČSAV Praha.
 Musil R., Karásek J., Seitl J., Valoch K., (1996): Fluvialní akumulace v Černovicích. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 28-31, Brno

INTERPRETACE VÝVOJE AMATÉRSKÉ JESKYNĚ NA PODKLADĚ MORFOLOGIE A POZICE HLAVNÍCH CHODEB

Development interpretation of the Amatérská Cave on the basis main passages position and morphology

(23-24, Protivanov)

Jan Vít

ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: cave levels, Tertiary and Quaternary development

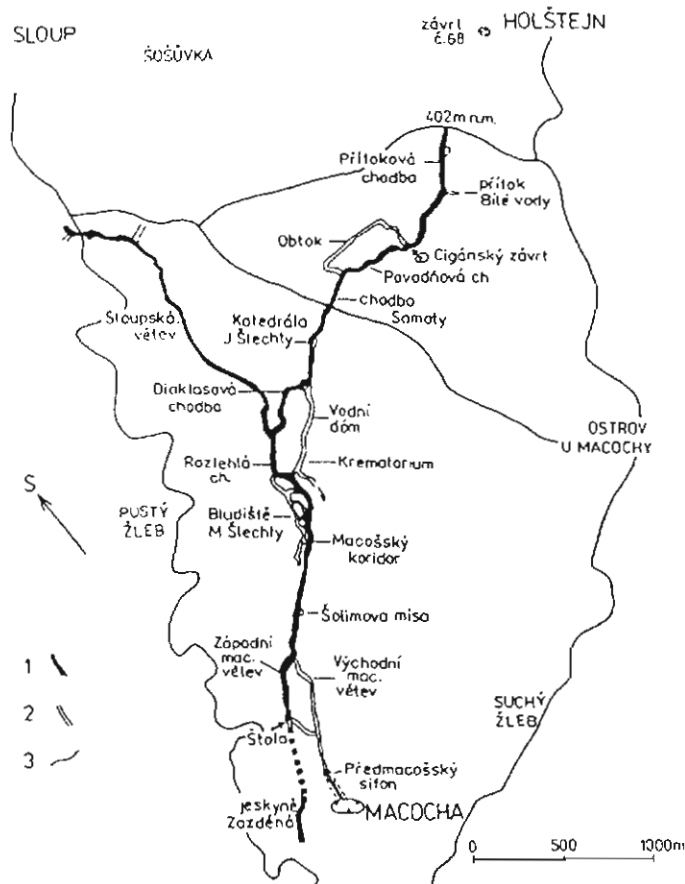
Amatérská jeskyně představuje díky své délce přes 20 km největší jeskynní systém patřící z hydrologického hlediska do povodí říčky Punkvy (severní část Moravského krasu), ale zároveň také největší jeskynní systém ČR. Z geologického hlediska je však důležitější, že díky úsilí mnoha generací jeskyňářů byla objevena převážná část vadózních a zčásti i freatických kanálů, které využívají Sloupský potok a Bílá Voda (tvořící spolu říčku Punkvu) od ponorů k vývěru. Spolu s chodbami (kanály) fosilními představuje vzájemná pozice těchto prostor možnost k dešifrování posloupnosti jejich vývoje. Tento postupný vývoj je odrazem událostí, které mají širší regionální dosah a je možné jej tedy alespoň částečně interpretovat. Účelem této práce není dát celkový přehled o paleogeografickém vývoji, nýbrž podat, které části Amatérské jeskyně mají společné rysy a prošly tedy i stejným vývojem.

Historie výzkumu

Do jeskyně existují v současnosti dva vchody. Původní objevitelský vchod, do dnes tzv. Staré Amatérské jeskyně, se nalézá na dně Cigánského závrtu na Ostrovské plošině v nadmořské výšce 504 m n. m. Její objev 18. 1. 1969 členy Plánivské skupiny Speleologického klubu (Musil ed. 1974, Příbyl, Rejman 1980) se stal pouze předzvěstí podstatně kolosálnějšího objevu Nové Amatérské jeskyně v srpnu téhož roku, kdy byl proplaván ne příliš obtížný sifon na konci Povodňové chodby. Objevitelé tehdy prošli jen část tohoto mohutného jeskynního systému. Další průzkumný program měl pokračovat až o rok později, ale byl záhy přerušen katastrofální povodní dne 29. 8. 1970, při které zahynuli Milan Šlechta a ing. Marko Zahradníček. Od roku 1971 byl prováděn další průzkum, v roce 1972 dokonce za neustále snížené hladiny Povodňového sifonu. Během této doby bylo vytypováno místo v Západní macošské větvi, které se nachází nejbližší Pustému žlebu a z něhož byla v roce 1973 proražena štola, která definitivně vyřešila otázku bezpečného a pohodlného vchodu do dnešní Nové Amatérské jeskyně. Podrobnou speleotopografií Staré Amatérské jeskyně podrobně dokumentují Šlechta, Ryšavý (in Musil ed. 1974), celým systémem se zabývají později Příbyl, Rejman (1980).

Popis prostor

Jak správně popisují Kadlecová & Kadlec (1995), jedná se z hydraulického hlediska o dvě potrubí, jejichž vertikální vzdálenost po proudu vzrůstá až na 25 m. Tato



Obr. 1 Schéma hlavních jeskynních úrovní Amatérské jeskyně 1- hlavní jeskynní úroveň (otnang?) 2- úroveň pozdějšího snížení erozní báze (karpat; dále proti toku kvartér) 3- silnice

myšlenka však není až tak úplně nová, protože se objevuje už v interpretacích jeskynních úrovní Hypra (1980), který sestavil práci velice solidně vyjadřující skutečný stav i v Amatérské jeskyni. Mně jako autorovi tohoto příspěvku tedy vlastně nezbývá než pouze odstranit jediný její

nedostatek, tj. popsat konkrétně prostory, které vývojevě patří jednoznačně k sobě, a tím zmenšit prostor pro různé spekulace. Přesto ale věřím, že se zde objeví i celá řada myšlenek nových, které ještě nebyly vysloveny.

Osou celého jeskynního systému je mohutná chodba směru SV-JZ, která je jak na severním, tak i na jižním konci až téměř ke stropu zasedimentována. Na ni se ještě v dómu U homole od severu připojuje Sloupská větev. Podle Hypra (1980) je to jeskynní úroveň, která se mohla začít vyvíjet již v ottangu.

S naprosto stejnou analogií se můžeme setkat i ve střední a jižní části Moravského krasu. Tam se opět jedná v podstatě o jedinou mohutnou chodbu směru více méně S-J, na obou koncích ucpanou sedimenty. Ve střední části Mor. Krasu je to osa Rudické propadání od Staré řeky - části Býčí skály - jeskyně Barová a v jižní části to byl systém nejkratší v ose Hostěnické propadání - Hlavní dómy Ochozské jeskyně a jejich východ na den, který je stejně jako v předchozích případech zakrytý svahovými sutěmi.

Vzhledem k tomu, že prostory Amaterské jeskyně měl autor tohoto příspěvku možnost poznat snad nejvíce, dovoluji si v tomto případě podat přesnější představu o průběhu této hlavní chodby, která je zároveň nejlépe vyvinutou a nejzachovalejší jeskynní úrovní v této části Mor. krasu.

Ve Staré Amaterské jeskyni a jejím pokračování proti toku by se konkrétně mělo jednat o tyto prostory: jeskyně v závrtu č. 68 a její pokračování do nejhlubšího místa údolí (Kadlec 1995) - Přítoková chodba (401 - 396 m n.m.) - Povodňová chodba. Návaznost na dnešní přítok Bílé Vody od jeskyně 13 C je dle mého názoru vyloučena, vzhledem silně odlišnému charakteru chodeb. I když představu přítoku paleo-Lipoveckého potoka, jehož prostory později, po zaplnění starých ponorů využila Bílá Voda, nelze tak jednoznačně odmítnout.

Další pokračování této chodby v Nové Amaterské jeskyni je nazváno jako chodba Samoty. Přibližně v její polovině se nachází Katedrála J. Šlechty, která je ze značné části tvořena onou mohutnou chodbou ovšem se zachovalou sedimentární výplní. Potok v této části protéká v nižší části Katedrály J. Šlechty kanálem z mladší erozní fáze, jejíž existence se směrem proti toku projevuje ještě v tzv. Obtoku. Zde je patrný výškový rozdíl mezi oběma úrovněmi a činí asi 4 m. V jižní části chodby Samoty dochází k definitivnímu oddělení mladší úrovně, která pokračuje do Vodního dómu, zatímco hlavní chodba, zde přibližně do polovice zasedimentovaná, je v dalším pokračování zvána chodbou Diaklasovou. V dómu U homole se na ni připojuje Sloupská větev a odkud společně pokračují jako mohutná Rozlehlá chodba, která je povodňovým řečištěm Bílé vody. Přímým pokračováním Rozlehlé chodby je Macošský koridor, který je ale do značné míry vyplněn sedimenty a návštěvník zde musí překonat asi 4m vysoký stupeň. (Výskyt těchto terasových stupňů není žádnou zvláštností, a objevují se vždy tam, kde je možný odtok vod do nižší úrovně.) Potok Bílá voda za vysokých vodních stavů protéká pod ním do složitěho systému většinou freatických kanálů Bludiště Milana Šlechty. Macošský koridor tvoří spolu s Rozlehlou chodbou nejmohutnější prostory celé

Amaterské jeskyně. Povrch sedimentů střídavě stoupá v závislosti na existenci závalů ve velkých dómech (385 m n.m. - dóm Zemních pyramid) nebo klesá v místech možných odtoků vod do spodnějších pater, tedy v místech s možností větší eroze (372 m n.m. - dóm U bílé kašny). Macošský koridor končí dómem Roztoka v nadmořské výšce 375 m n.m. Západní macošská větev představuje hlavní pokračování Macošského koridoru za dómem Roztoka, které je však na rozdíl od Macošského koridoru podstatně méně vyklizené od sedimentů. Tato skutečnost byla způsobena tím, že z dómu Roztoka pokračuje v jeho nejnižším místě Stupňovitá chodba (začátek Východní macošské větve), která odváděla a patrně i za velkých povodní odvádí vodu do nižší jeskynní úrovně. Podobná situace vznikla i na jižním konci Západní macošské větve u Absolonova dómu, kde je hlavním pokračováním Javorová chodba. Ta je však téměř ke stropu vyplněna sedimenty, na rozdíl od ostatních částí Západní macošské větve, kde existence spojovací chodby mezi Absolonovým dómem a spodní dnes aktivní úrovní (přes tzv. Bahnitá jezírka) umožnila jejich vyklizení. Nadmořská výška povrchu sedimentů Západní macošské větve klesá pozvolna od necelých 380 m n.m. v oblasti Závalu po 369 m n.m. pod Absolonovým dómem.

Pokud jsme tedy měli možnost sledovat průběh této mohutné a spádově velice vyrovnané chodby, která prošla velice dlouhým vývojem, je již jen krok k tomu, uvažovat o jejím napojení na jeskyni Zazděnou v Pustém žlebu, tak jak to předpokládal K. Absolon, ovšem tehdy z opačného konce.

Vývoj mladší jeskynní úrovně ve vývěrové oblasti je velice komplikovaný a představuje systém jeskyní v okolí propasti Macochy, které jsou dnes zcela nebo zčásti zaplněny vodou. Jeho značná část mohla podle Hypra (1980) vzniknout v karpátu a v době těsně před badenskou transgresí. V Amaterské jeskyni se dnes jedná o aktivně protékané kanály a spojky do vyšší jeskynní úrovně, která byla velku detailně vystopována výše. Konkrétně jsou to prostory Východní macošské větve, a prudce klesající část Západní macošské větve. S celou řadou dalších spojek je možné se setkat v Macošském koridoru (např. Šolimova misa) a další velice významnou součástí tohoto vývoje je převážná část Bludiště M. Šlechty. Posledními prostorami, které nebyly dosud zmíněny, jsou odtoková a přítoková chodba Krematoria. Tyto využívá Bílá Voda po průtoku sifonem ve Vodním dómu na konci chodby Samoty. V souvislosti s touto nejmladší úrovní je jasné, že směrem proti toku se přibližuje k úrovní starší. Druhou její výraznou vlastností je, že se její prostory směrem proti toku postupně zmenšují. Problematická zůstává otázka, které části této nejmladší úrovně byly vytvořeny ještě před badenskou transgresí, včetně těch částí, které později doznaly ještě výrazných změn.

Shrnutí výsledků

Nejmohutnější chodbu a zároveň i osu celé jeskyně je možné sledovat od nejhlubších míst ponorných údolí až do Javorové chodby, do které ústí vstupní štola do Amaterské jeskyně. Její velice vyrovnaný spád (od cca 405

m n.m. do cca 369 m n.m.) a stabilní rozměry svědčí pro dlouhodobý vývoj, během kterého byly v ponorné oblasti zlikvidovány skalní stupně a tok postoupil v téže spádové křivce i dále proti svému toku. Proto se dle mého názoru nedá ve vývěrové oblasti předpokládat žádná větší vertikální rozkolísanost této chodby, a proto jediné logické vyústění tohoto systému je v jeskyni Zazděně v Pustém žlebu. Co se stáří vzniku této jeskynní úrovně dotýká, je nutné vzhledem k analogii z Jedovnické kotliny předpokládat její stáří před badenskou transgresí (Dvořák 1994) nebo přesněji dle Hypra (1980), který uvažuje o ottnangu.

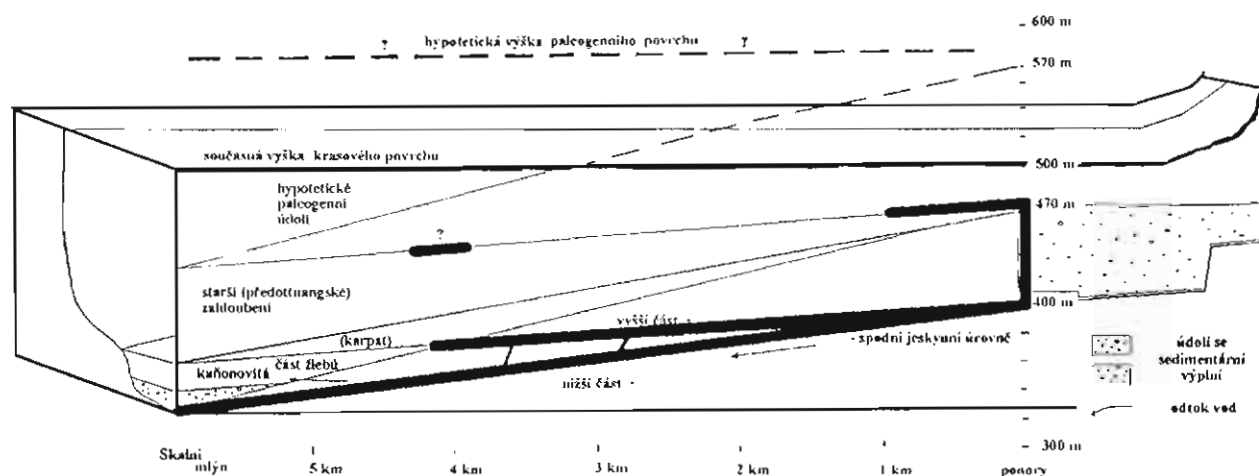
Postupným snižováním erozní báze začala směrem od vývěrů vznikat další úroveň, která postupně na sebe stahovala vodní tok tekoucí v úrovni vyšší. Tento vývoj byl přerušen badenskou transgresí, která způsobila zakrytí celé oblasti Moravského krasu mořskými sedimenty, které konzervovaly další vývoj jeskyní. Ten byl obnoven až po jejich vyklizení.

V této souvislosti je možné dát ještě odpověď, proč z Jedovnické kotliny nebyly badenské sedimenty vyklizeny. Z celkového regionálního pohledu na výskyt pliocenních sedimentů na jižní a střední Moravě je možné usuzovat, že k obnově říční sítě na starším povrchu začalo docházet až v

období hranice pliocén/pleistocén. Tehdy se díky výzdvihu dnešních vrchovin na okraji Českého masívu začal objevovat původní reliéf, který byl jen částečně poznamenán zlomovou činností. Díky převládajícímu odvodňování od severu k jihu, bylo ve střední části Mor. Krasu vyklizeno nejprve Křtinské údolí, dále potom reliktní velmi starého Lučnického údolí, kterým byly nejprve odvedeny vody od dnešních Jedovnic. Brzy poté byl celý tok Jedovnického potoka stažen do podzemí a mocná badenská výplň byla takto uchráněna před rychlou erozí. Neexistence "nějakého Lučnického údolí" v severní části Mor. krasu zapříčinila patrně téměř totální, odnos badenských sedimentů z této oblasti.

V dalším vývoji byly údolí Mor. Krasu spolu s jeskyněmi postupně vyplňovány fluviálními sedimenty do značných výšek, přičemž vody se do takto vyplněných žlebů dostávaly hrazenými vývěry se specifickou sedimentací (j. Zazděná, j. Barová). Kromě toho spadá do tohoto období vznik celé řady jeskyní s výraznými paragenetickými rysy.

Tento vývoj, který je již zachycen fluviální sedimentární výplní, je v současnosti velice intenzivně zpracováván a poskytne cenné informace o vývoji oblasti během kvartéru.



Obr. 2: Vztah údolí - jeskynní úroveň v severní části Moravského krasu.

Literatura:

- Dvořák J. (1994): Neogenní výplň údolí u Jedovnic a otázka stáří hlavních jeskynních úrovní v severní části Moravského krasu.- Journal of the Czech Geological Society, 39/2-3, 235-240, Praha.
- Hypr D. (1980): Jeskynní úrovně v severní a střední části Moravského krasu.- Sbor. Okr. Muz. (Blansko), 12, 65-79, Blansko.
- Kadlec J. (1995): Geofyzikální měření ve Sloupském a Holštejnském údolí. Rekonstrukce vývoje Sloupského údolí.- Kniha. České speleologické společnosti, 25, Praha.
- Kadlecová R. & Kadlec J. (1995): Vznik a stáří Amatérské jeskyně.- Speleo, 20, 16-22, Česká speleologická společnost, Praha.
- Musil R. ed. (1974): Die Amatérská jeskyně - Höhle.- Studia geographica, 27, Brno.
- Příbyl J., Rejman P. (1980): Punkva a její jeskynní systém v Amatérské jeskyni.- Studia geographica, 68, Brno.

U/TH DATOVÁNÍ SINTRŮ HOLŠTEJNSKÉ JESKYNĚ

U - series dating of the Holštejn Cave speleothems

(23-24, Protivanov)

Jan Vít¹, Helena Hercman²

¹Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

²Institut Geologii, Univerzita A. Mickiewicza, ul. Maków Polnych, 61-606 Poznań

Key words: U-series dating, middle Pleistocene, paleomagnetic episode Biwa II

Moravský kras představuje klasickou krasovou oblast s jeskynnými systémy uspořádanými do jeskynných úrovní, které spolu s fluvialní a chemogenní sedimentární výplní, poskytují možnosti k dešifrování paleogeografického vývoje širšího okolí. Přesné stratigrafické zařazení založené na objektivních metodách zde však dosud prakticky neexistuje, a tak se tento příspěvek stává vlastně prvním k řešení tohoto problému.

Jako velice vhodná lokalita se ukázala být Holštejnská jeskyně, kde jsou přítomny polohy sintrových lunot (speleotémy) uvnitř fluvialních sedimentů. Speleotémy totiž představují vhodný materiál k datování metodou U/Th, která se jeví pro období do 350 ka jako nejvhodnější.

Jeskyně je situována v blízkosti severního okraje Moravského krasu s vchody na úpatí skalní stěny Holštejnského údolí, asi 200 m jz. od vesnice Holštejn v nadmořské výšce 470 m n.m.

Historie objevů

Byla objevena 21.8. 1966 speleology Holštejnské výzkumné skupiny (dnes ZO ČSS 6-15 Holštejnská). Již následujícího roku (28.10. 1967) byly zahájeny prolongační práce, které vytvořily dnešní starou část až po rozrážku č. 7 včetně. Prakticky zcela zasedimentovaná jeskyně, navíc problémy s narůstající haldou odvalu ukončily v roce 1977 práci na této lokalitě.

V roce 1983 se pozornost Holštejnské skupiny zaměřila na blízkou jeskyni Nezaměstnaných, objevenou v roce 1943. V letech 1946-49 zde holštejský občan J. Kepř vykopal 25 m Hlavní chodby a našel spodní patra. K. Absolon (1970) považoval tuto jeskyni za vývěr vod odvodňujících náhorní plošinu a závrt č. 68 za paleoponor.

Zásadním milníkem se stal rok 1986, kdy došlo k propojení jeskyně Nezaměstnaných s jeskyní Holštejnskou, a bylo tak zjištěno, že se jedná o jednu monumentální jeskyni s šířkou až 56 m. Od té doby se intenzivně pokračuje v ražení hlavního průkopu směrem pod Šošůvskou plošinu, s bočními rozrážkami č. 1-18 pro ověření polohy bočních stěn jeskyně. V rozrážkách č. 3, 4, 7 a 9 byly zastíženy sekundární trativody, které však nemusí mít přímou souvislost s hlavní masou jeskynní výplně. (Například v rozrážce č. 9 byl objeven volný komín s návazným ponorem, kde se v hloubce 10 m vyskytly subrecentní sedimenty s keramikou ze 14. století). Tímto způsobem bylo uvolněno více jak 600 m chodeb v sedimentech (Zámek, Zatloukal 1993). Nejnovější objevné pokusy byly spojeny se snahou dosáhnout spojení jeskyně s volnými prostory pod některým z nejbližších závrtů.

Důvodem byl velmi vysoký obsah radonu v jeskyni, jenž by se zlepšením cirkulace vzduchu rapidně snížil. První dva neúspěšné pokusy směřovaly rozrážkami č. 16 a 17 pod závrt č. 77, záhy však skončily na „lité“ skále. Kýženého cíle bylo dosaženo rozrážkou č. 18, kdy bylo dne 6. 7. 1993 dosaženo volných prostor pod závrtem č. 74 (Zatloukal 1994).

Historie výzkumů

V blízkosti vchodu do starší části Holštejnské jeskyně jsou vytvořeny volné prostory, které vznikly odsednutím sedimentů od stropu jeskyně v důsledku jejich propadávání do níže položených podzemních dutin. Na jejich povrchu je vyvinuta sintrová deska se stalagnáty cca 30 cm dlouhými. Tato prostora je označována jako Síň J. Šlechty. O paleontologických nálezech podává zprávu Moučka (1968). Píše, že při kopání průkopu byly v sintru nalezeny pozůstatky mamuta (stolička, obratle), soba (parohy), nosorožce (kosti, zuby), bisona, vlka, hyeny, medvěda (kosti, čelisti) a zub z bobra, které byly určeny R. Musilem (tehdy v Moravském muzeu). Pod sintroem byly v hlinitých sedimentech objeveny i kosti drobných obratlovců, které byly určeny Horáčkem & Ložkem (1988). Tito autoři kladou nálezy do $W_{1/2}$ a stadiálu W_2 . Časové zařazení je velmi důležité vzhledem k době, do které je možno klást počátek propadávání sedimentů do nižších partií.

Ze sedimentologického hlediska studovali v minulosti tuto lokalitu Příbyl (1973) a Glozar (1979), kteří se věnovali především valounovému složení. Oba autoři zjišťují vyšší procentuální obsahy kulmských drob, které jsou typické spíše pro oblast Sloupska. Z tohoto důvodu se Příbyl (1973) o Holštejnské jeskyni vyjadřuje jako o okrajovém ponoru bezvýznamné části vod odvodňující pouze západní část Holštejnské kotliny, který nesouvisel s vlastním paleotokem Bílé vody. Vztah průsvitných těžkých minerálů v horninách zdrojové oblasti a ve fluvialních sedimentech jeskyně studovali (Otava & Vít 1992). Zjišťují rovněž dominující vliv brodeckých drob protivanovského souvrství. Z toho vyplynul i jejich model paleohydrografického vývoje této oblasti.

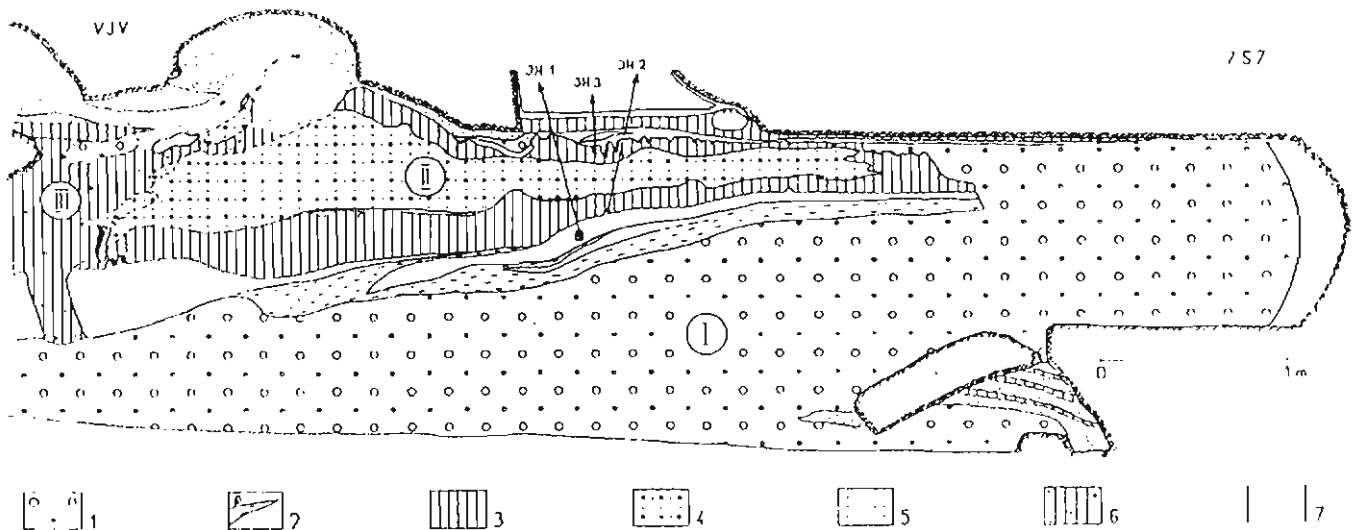
Popis výplně

Vstup do jeskyně je v současnosti tvořen dvěma vchody, z nichž jižněji položený původní vchod do staré části zvané Síň J. Šlechty, bude již brzy zavezen vytěženým materiálem. Jediným vchodem tedy zůstane původní vchod do jeskyně Nezaměstnaných, který leží možné korelovat získané údaje s fázi 7 nebo se závěrem

v blízkosti severní stěny sedimenty téměř zcela vyplněné jeskyně. Zde několik metrů za vchodem, by zasedimentovaná jeskynní chodba mohla dosahovat své maximální šířky 56 m, i když existence skalních pilířů v této vchodové části tuto šířku o něco zmenšuje.

ústavu Akademie věd ČR bylo zjištěno, že tato sintrová poloha vykazuje inverzní magnetizaci (Šroubek & Diehl, (1995).

V nadloží na něj ostře nasedá jílovito-siltovitá



Obr.1 Sedimentární profil ve stěně rozrážky č. 14.

Vysvětlivky: 1 - silně zvětralý, místy kalcifikovaný, světle hnědý středně až hrubě zrnitý štěrk 2 - sintr s jílovitými polohami a zarostlými stalagmity 3 - světle hnědý siltovitý jíl 4 - světle hnědý drobně zrnitý štěrk s hojně rozptýlenými valounky červeně zvětralých kulmských drob 5 - světle hnědý hrubě zrnitý písek místy až drobnozrnitý štěrk 6 - světle hnědý jílovitý silt s chaoticky rozptýlenými valounky předchozích sedimentací 7 - světle hnědý středně až hrubě zrnitý písek.

Hlavní zasedimentovaná chodba je sledována průkopy v přímé délce přibližně 200 m a spolu s rozrážkami, které pomáhají sledovat směr zanešené jeskynní chodby, kde bylo díky nezměrnému úsilí amatérských jeskyňářů vykopáno téměř 600 m chodeb. Máme tedy co dělat s jedním z nejúžasnějších profilů jeskynními sedimenty, a to patrně i v celosvětovém měřítku.

V profilech můžeme sledovat nerovný povrch patrně nejstaršího zachovaného sedimentačního cyklu, který je tvořen středně až hrubě zrnitými štěrky, místy silně zvětralými, na který nasedají další akumulace. Na současném konci se situace poněkud komplikuje a není vyloučeno, že zde dochází k rozdělení hlavní chodby. Na konci rozrážky č. 18 byly zastíženy volné prostory pod závrtem č. 74, které patrně vznikly propadáváním starších sedimentů do spodních pater a později (recent) byly zčásti vyplněny laminovanými nazelenalými jílovitými silty.

Určitou představu o vývoji sedimentace alespoň jedné části jeskyně poskytuje rozrážka č. 14 (viz obr.1), odkud také byly odebrány vzorky sintrů na datování metodou U/Th. V bazální části vystupují silně zvětralé středně až hrubě zrnité štěrky, místy kalcifikované, které původně chodbu z velké části vyplňovaly (I). Později eroze na těchto štěrcích vytvořila volné prostory, ale díky kalcifikaci štěrků jich část zůstala přichycena u stropu. Ve volné prostora se začala vytvářet krápníková výzdoba, u stropu stalaktity a na podloží podlahový sintr, do kterého jsou tu a tam zarostlé stalagmity. Podlahový sintr je zvláště při bázi zajílovaný. Laboratořemi v Michigan Technological University, Dept. of Geology, Geophysics and Geological Engineering., Houghton a v laboratoři Geologického

poloha, která ukončila klidovou fázi doprovázenou vznikem masivních spelotém, která ale zákonitě nemusí představovat výraznou změnu klimatických podmínek, neboť od nadložní polohy drobnozrných štěrků se značným podílem červeně zbarvených valounků drob je místy oddělena 2-3 cm mocnou vrstvou, která je kalcifikována. Závěr této sedimentace má opět jílovito-siltovitý charakter později vystřídáný chemogenní sedimentací sintrů (II).

Následující eroze a sedimentace (III) silně rozrušila předchozí dva sedimentační cykly, včetně sintrových poloh na II. akumulaci, a její jílovito-písčité sedimentace pronikla i do dutin vzniklých sesedáním sedimentů. Hranice mezi touto sedimentací je často velmi nezřetelná v důsledku rozmývání starších sedimentů.

Výsledky datování

Analýze byly podrobeny tři vzorky sintrové hmoty mezi I a II akumulací - dva malé stalagmity zarostlé v podlahovém sintru a téměř protilehlý stalaktit. V laboratoři prof. S.E. Lauritzena na univerzitě v Bergenu (Universitetet i Bergen) byly krápníky rozseparovány do dílčích nárůstových komplexů, které pak byly datovány zvláště. Vzhledem k menšímu množství dodaného materiálu, je možné výsledky považovat jako předběžné (avšak v nejbližší době budou známa nová data opakovaných analýz z dalšího materiálu). Bylo získáno sedm dat, ale kritéria splňuje pouze dvojice z nich. Jsou to údaje 258^{+44}_{-32} a 243^{+51}_{-36} ka, která je možno považovat za nejpravděpodobnější. (podrobněji - Glazek, Hercman & Vít, 1995),

Vzhledem k tomu, že růst sintrů v jeskynním prostředí je vázán spíše na teplejší klimatické fáze, je možné korelovat získané údaje s fází 7 nebo se závěrem fáze 9 v

izotopové marinní škále. Inverzní charakter polarizace naznačuje, že by se spíše mohlo jednat o fázi 9 (konec interglaciálu holstein, podle jiných autorů saale I/II nebo dömnitz), neboť do tohoto období spadá event Biwa II, na který upozorňují Kawai a kol. (1972) a později Hayashida & Sasajima (1982). Paleomagnetické analýzy 200 m hlubokého vrtu v jezeře Biwa totiž odhalili výskyt pěti horizontů negativní inklinace remanentní magnetizace, mezi kterými byly tři doprovázené změnou deklinace o 180 stupňů. První v hloubce 55 m, který odpovídá epizodě "Blake" a další dva nově objevené v hloubkách 85 a 130 m, které byly nazvány Biwa I a Biwa II, přičemž jak vyplývá z datování K-Ar metodou je stáří epizody Biwa II necelých 300 ka.

Interpretace výsledků

Ze závěrů práce, které byly uvedeny Otavou & Vitem (1992), by se mohlo zdát, že získaný časový údaj komplikuje poměrně výrazně tyto představy, neboť těžko předpokládat takto výrazné změny v odvodňování v období kratším jak 300 ka. Ovšem na druhé straně je fakt, že další analýzy těžkých minerálů v sedimentech Holštejnské

jeskyně prokázaly i přítomnost sedimentů, které z hlediska obsahu těžké frakce přináležejí do zdrojové oblasti dnešní Bílé Vody. Není proto vyloučena možnost redepozice sedimentů starších, které si zachovávají původní asociaci průsvitných těžkých minerálů a jejichž původ je možné hledat spíše v povodí dnešního Sloupského potoka.

Druhým neoddiskutovatelným faktem je, že výsledek datování časově zařadil pouze nadložní akumulace, a otázka stáří poměrně silně zvětralých podložních kulmských štěrků, které leží v podloží datovaného sintru, tak zůstává stále nezodpovězena.

Ze získaného časového údaje se zdá být zřejmé, že v době před 300 ka bylo Holštejnské údolí zcela vyplněno fluvialními akumulacemi a navíc povrch akumulací musel zasahovat výše než je tomu dnes, neboť jedině tak mohl být zajištěn přetok vod do jeskyně. Protože však v profilu pod hradem Holštejnem, který leží pod úrovní povrchu akumulací terasy před jeskyní, vystupují i sedimenty mladší, můžeme se právem domnívat, že vyplňování údolí probíhalo cyklicky - se střídáním období akumulace a eroze.

Literatura:

- Absolon K. (1970): Moravský kras, I. a II. díl, Academia Praha.
- Glazek J., Hercman H. & Vít J. (1995): Předběžné výsledky datování sintrů v Holštejnské jeskyni. - In: Cílek V. (ed.): Svět v podzemí. - Knihovna ČSS, sv. 25, 24-29, Praha.
- Glozar P. (1979): Studium sedimentů vyšší jeskynní etáže mezi Macochou a jeskyni Řečiště. - MS Dipl. práce, Přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně, Brno.
- Hayashida A. & Sasajima S. (1982): Geomagnetic polarity episodes during the Brunhes epoch: New information and problems. - Project 73/1/24- Quaternary Glaciations in the Northern hemisphere, Report 8, INQUA, Kyoto.
- Horáček I. Ložek V. (1988): Paleozoology and the Mid-European Quaternary Past: scope of the approach and selected results. - Rozpr. Čs. Akad. Věd, Tř. mat.-přírodověd., 98, 89-90, Praha.
- Kawai N., Yaskawa K., Nakajima T., Torii M. & Horie S. (1972): Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. - Proc. Japan Acad., 48, 186-190.
- Otava J. & Vít J. (1992): Paleohydrography of the northern tributaries of the Punkva River reconstructed from the analysis of cave sediments (Moravian Karst, Drahaný Upland). - Scripta, Geol., 22, 141-156, Brno.
- Moučka J. (1968): Holštejnská jeskyně. - Speleologický zpravodaj, 1, 1-2, Speleologický klub, Brno.
- Příbyl J. (1973): Paleohydrography of the caves in the Moravský kras (Moravian Karst). - Studia geographica, 28, Brno.
- Šroubek P. & Diehl J.F. (1995): Paleomagnetické/ environmentálně magnetické studium jeskynních sedimentů. - In: Cílek V. (ed.): Svět v podzemí. - Knihovna ČSS, sv. 25, 29-30, Praha.
- Vít J. (1995): Jílové minerály fluvialních sedimentů v severní části Moravského krasu (Clay minerals of the fluvial sediments in the northern part of the Moravian Karst). - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 9-10, Brno.
- Zatloukal R. (1994): Holštejnská jeskyně a závrt č. 74. - Sborník "Speleofórum '94", 13, 26-28, Česká speleologická společnost, Brno.
- Zámek E. & Zatloukal R. (1993): 26 let práce v Holštejnské jeskyni. - Speleo, 11, 22-25, Česká speleologická společnost, Praha.

**TERCIÉR A MEZOZOIKUM
ZÁPADNÍCH KARPAT
A ČESKÉHO MASÍVU**

TERTIARY AND MESOZOIC
OF THE WEST CARPATHIANS
AND THE BOHEMIAN MASSIF

VÝSLEDKY SYSTEMATICKÉ REVIZE MYCTOPHIDŮ (MIMO ROD *DIAPHUS*) CENTRÁLNÍ PARATETHYDY

Results of the systematic revision of myctophid fishes (except *Diaphus*) in the Central Paratethys

Rostislav Brzobohatý

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

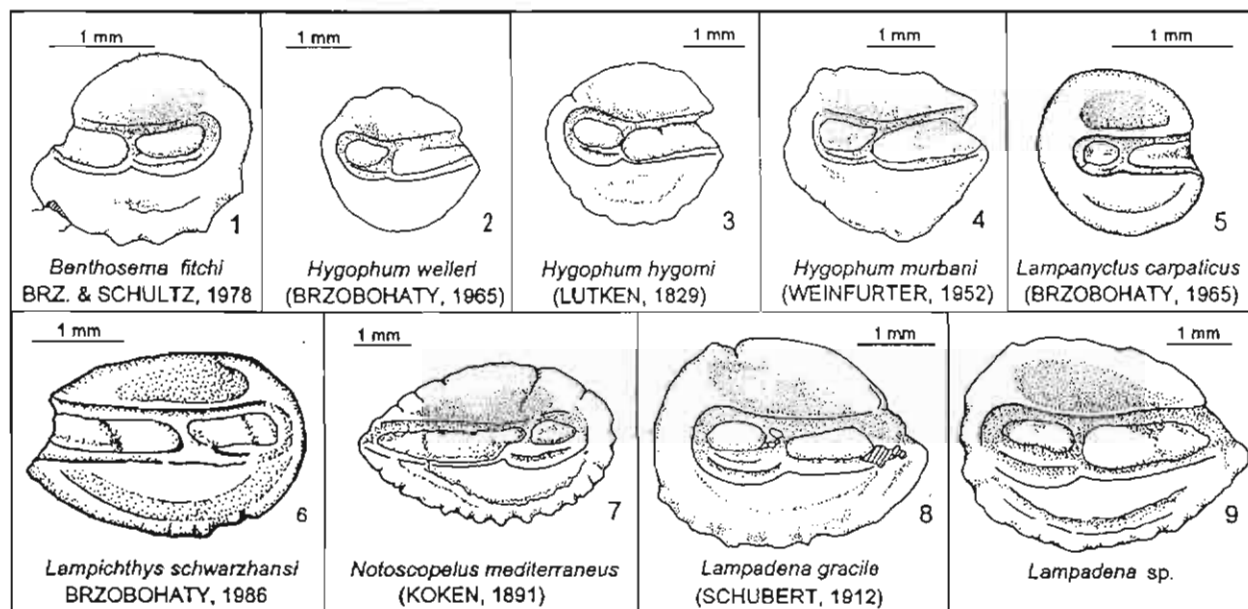
Key words: *Myctophidae (Teleostei), otoliths, Karpatian, Lower Badenian, paleogeography*

Téměř úplná kolekce otolitů recentních druhů čeledi Myctophidae v Belgickém královském přírodovědném ústavu v Bruselu (Institut royal des sciences naturelles de Belgique) umožnila revidující pohled na účinkování této skupiny mezopelagických až epipelagických kostnatých ryb ve fosilním záznamu evropského terciéru. Systematika jejich fosilních zástupců byla doposud na velmi neuspokojivé úrovni a vedla k četným interpretačním omylům. Předcházející revizní práce prokázaly, že v eocénu a oligocénu Evropy náleží otolity myctophidů pouze různým druhům rodu *Diaphus* (Brzobohatý et Nolf 1995).

V neogenních profilech se již setkáváme i s dalšími rody této čeledě. Pro jejich revizi byly k dispozici velmi

pánve (starší miocén a především baden). Jen menší faunula byla k dispozici ze severoitalského langhu, rovněž serraval není dosud reprezentativně zastoupen.

Jednotlivé rody nondiaphidních myctophidů nastupují v evropském neogénu postupně v následujícím rytmu: *Symbolophorus* a *Lobianchia* (od akvitánu) *Hygophum*, *Lampadena*, *Lampanyctus*, *Notoscopelus* (od vyššího burdigalu, popř. karpátu), *Benthoosema*, *Lampichthys* (od langhu, resp. spodního badenu), *Scopelopsis*, *Myctophum* (od tortonu), *Bolinichthys*, *Ceratoscopelus* a *Electrona* (od zanklu). Časové údaje nelze vztáhnout k případným evolučním krokům, odrážejí spíše paleogeografické události. Tito myctophidi představují skupinu 29 druhů (z toho 2 druhy jsou doloženy



Obr. 1 Otolity myctophidů (mimo rod *Diaphus*) karpátu a badenu centrální Paratethydy (P = pravá sagitta, L = levá sagitta). Fig. 1 = *Benthoosema fitchi* Brz. et Sch., P, spodní baden, Přemyslovice. Fig. 2 = *Hygophum weileri* (Brz.), L, karpát, Nosislav. Fig. 3 = *Hygophum hygomi* (Lüt.), L, spodní baden, Brno-Královo Pole. Fig. 4 = *Hygophum murbani* (Weinf.), L, spodní baden, Brno-Královo Pole. Fig. 5 = *Lampanyctus carpaticus* (Brz.), L, karpát, Nosislav. Fig. 6 = *Lampichthys schwarzhansi* Brz., P, spodní baden, Brno-Královo Pole. Fig. 7 = *Notoscopelus mediterraneus* (Kok.), P, spodní baden, Brno-Královo Pole. Fig. 8 = *Lampadena gracile* (Sch.), L, spodní baden, Brno-Královo Pole. Fig. 9 = *Lampadena* sp., L, spodní baden, Brno-Královo Pole.

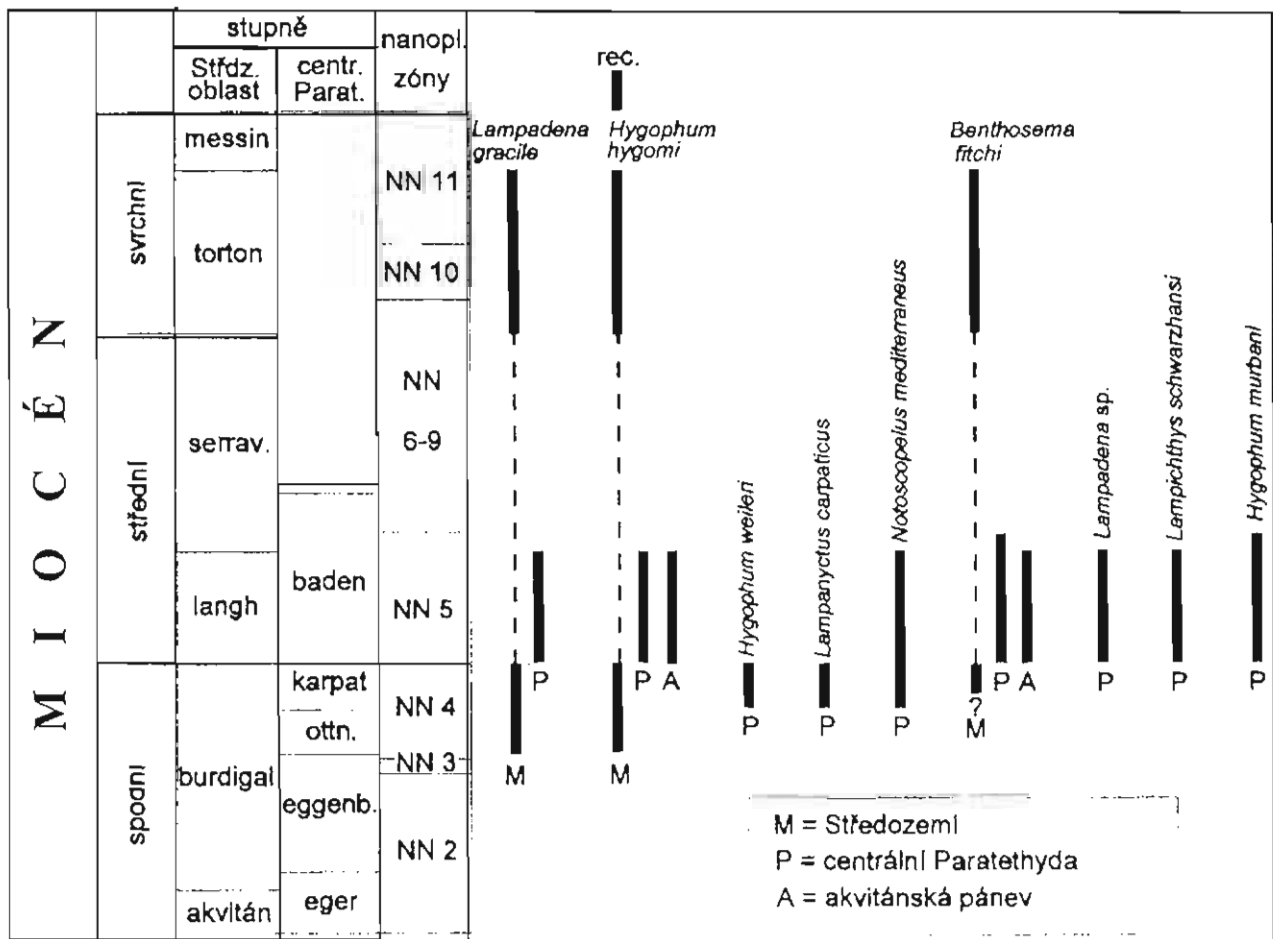
bohaté otolitové fauny především z akvitánské pánve (zóny NP 25 - NN 5), jihovýchodní Francie (zankl, plaisanc), severní Itálie (akvitán, burdigal, torton, zankl), karpatské předhlubně na Moravě a v Polsku, vídeňské pánve, štyrské

celými skelety) skýtající dobrý nástroj paleogeografický a v některých případech i stratigrafický. Nejvíce diverzifikováni jsou v mediterránní bioprovinci, kde se v souladu se změnami paleogeografickými (morfolgie pánve,

klima) výrazně liší jejich předmessinská společenstva, společenstva pliocenní a recentní. Setkáváme se v ní se všemi uvedenými rody (mimo *Symbolophorus*), zatímco v atlantské bioprovincii (akvitánská pánev) jsou zastoupeny rody *Bentosema*, *Hygophum*, *Lobianchia* a *Symbolophorus* a v boreální bioprovincii hojněji pouze *Hygophum* a velmi vzácně *Notoscopelus* popř. i (?) *Bentosema*. V mediterránní bioprovincii je touto skupinou výrazně zaznamenán i konec zanklu. Z oblasti Středozemního moře mizí všechny její taxony, které recentně žijí jedině mimo tuto oblast a jejichž vymizení je spojeno s ústupem oceánského charakteru paleomediterránní ichtyofauny.

zdá být nepřítomností obou druhů v ekvivalentních uloženinách severní Itálie popř. i jiných oblastí potvrzena. Spolu s nimi nastupuje v centrální Paratethydě *Notoscopelus mediterraneus* (Kok.), který však až ve spodním badenu tvoří typickou součást paratethydni mezopelagické ichtyofauny a dosahuje vyšších četností.

Pojednávaná skupina myctophidů je ve spodním badenu podstatně diverzifikovanější. Nastupují druhy *Hygophum murbani* (Weinf.), *Lampadena* sp., *Lampichthys schwarzhansi* Brz., *Lampadena gracile* (Sch.), *Hygophum hygomi* (Lüt.) a *Bentosema fitchi* Brz.-Sch. Posledně 3 jmenované druhy se objevují v mediterránní bioprovincii již ve spodním miocénu a lze je



Tab. 1 Přehled druhů myctophidů (mimo rod *Diaphus*) centrální Paratethydy a jejich stratigrafické rozpětí a rozšíření v evropském neogénu.

V následujícím je shrnuta situace v centrální Paratethydě, kde jsou nondiaphidní myctophidi vázáni pouze na karpát, spodní baden a ojediněle i na střední baden, tedy na úseky dobré komunikace se středozemní oblastí přes území Slovinska a severní Itálie. V Paratethydě bylo prokázáno 9 druhů (viz Obr. 1 a Tab. 1), z nichž *Lampadena gracile* (Sch.) a *Notoscopelus mediterraneus* (Kok.) byly revalidovány. *Lampadena* sp. pak představuje nový druh uveřejněný současně na jiném místě (Brzobohatý et Nolf v tisku). *Lampanyctus carpaticus* (Brz.) a *Hygophum weileri* (Brz.) jsou omezeny pouze na karpát. První z nich pak náleží podle dosavadních zjištění dosud nejstaršímu druhu tohoto rodu a je díky vysoké četnosti chápán již od šedesátých let v centrální Paratethydě jako dobrý stratigrafický marker pro tento stupeň. Tato role se

tedy jednoznačně považovat za imigranty. Dosavadní pozice zbývajících tří je zřejmě ovlivněna nedostatečnou znalostí ichtyofauny langhu a navozuje úvahy o stejném původu. Výrazné zvýšení diverzity ve spodním badenu podobně jako dříve konstatované ostré zvýšení diverzity archibentálních makrouridů (Brzobohatý 1995) totiž souvisí s širokou komunikací Paratethydy se Středozeřím, Atlantikem a Indopacifikem a nástupem odpovídajících paleogeografických (včetně batymetrických) podmínek v tomto období (Rögl et Steininger 1983). Zmíněná komunikace je v souboru uvedených taxonů podtržena přítomností druhu *Lampichthys schwarzhansi* Brz., který můžeme chápat jako představitele vysloveně oceánských prvků. Recentně je tento rod zastoupen pouze druhem *L. procerus* (Brauer) obývajícím cirkunglobálně jižní oceány

pod konvergencí mírného pásma (South Temperate Convergence) a rovněž další fosilní druh *L. mangapariensis* Schw. ukazuje svým výskytem v tongaporutuanu (= cca torton) Nového Zélandu na afinitu k podobnému rozšíření. *L. schwarzhansi* po ukončení širokého propojení mediterránu a Paratethydy se světovým oceánem (vyšší část zóny NN 5) z těchto oblastí mizí a jeho výskyt v nich může být významným stratigrafickým znakem.

Batymetricky převažují ve spodnobadenských asociacích této skupiny myctophidů rody, jejichž recentní zástupci migrují v noci v rámci mezo- až epipelagiálu téměř až k hladině (*Notoscopelus*, *Hygophum*, *Bentosema*). Zbývající dva rody jsou více batyfilní. Již zmíněný *Lampichthys procerus* při diurnálních migracích nevystupuje v noci výše než 100 m pod hladinu. *Lampadena* představuje velké oceánské myctophidy s tendencí v dospělosti k trvale mezopelagickým hloubkám, popř. k výstupu nanejvýš 90 - 50 m pod hladinu. Tato

batyfilie i sklon k oceánským otevřeným nebo široce komunikujícím pánvím ukazuje rovněž na možný regionálně stratigrafický význam druhů tohoto rodu v rámci badenu centrální Paratethydy.

Do středního badenu centrální Paratethydy z nondiaphidních myctophidů pokračují podle dosavadních znalostí jen *Hygophum murbani* a *Bentosema fitchi* doložené pouze ze západní části panonské pánve resp. eisenstadtské pánve.

Práce na revizi fosilních myctophidů (rod *Diaphus*) pokračují a jsou z větší části finančně podporovány Belgickým královským přírodovědným ústavem v Bruselu, z menší části pak projektem GA ČR č. 205/95/1211. Souhrnné výsledky revize otolitů nondiaphidních myctophidů Evropy (systematika, paleogeografie, biostratigrafie, etc.) jsou uveřejněny v obsáhlejší práci (Brzobohatý et Nolf, v tisku).

Literatura

- Brzobohatý R. (1995): Význam hlubokovodních makrouridů ve spodním badenu centrální Paratethydy. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 2: 16-17. Brno.
- Brzobohatý R., Nolf D. (1995): *Diaphus* otoliths from the European Oligocene (Myctophidae, Teleostei). - Bull. Inst. roy. sci. nat. Belgique, Sci. terre, 65: 257-268. Bruxelles.
- Brzobohatý R., Nolf D. (v tisku): Otolithes de myctophidés (poissons téléostéens) des terrains tertiaires d'Europe: révision des genres *Bentosema*, *Hygophum*, *Lampadena*, *Notoscopelus* et *Symbolophorus*. - Ibidem, 66. Bruxelles.
- Rögl F., Steininger F.F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 85 (A): 135 - 153. Wien.
- Schwarzahns W. (1980): Die tertiäre Teleosteer-Fauna Neuseelands, rekonstruiert anhand von Otolithen. - Berlin. Geowissenschaft. Abh., (A) 26: 1 - 211. Berlin.

HLUBOKOMOŘSKÉ BIOFACIE AGLUTINOVANÝCH FORAMINIFER VE VNĚJŠÍM FLYŠOVÉM PÁSMU KARPAT

Deep-water agglutinated foraminifera biofacies
in the Outer Flysch Belt of the Carpathians

Miroslav Bubík

ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: paleoecology, paleobathymetry, foraminifera, deep-sea sediments, Carpathian Flysch, Cretaceous, Paleogene

Aglutinované foraminifery tvoří často významný podíl ve fosilním obsahu hlubokomořských sedimentů křídý a paleogénu. Na rozdíl od ostatních fosilií v sedimentech ukládaných pod CCD představují

aglutinované foraminifery většinou autochtonní složku, která v místě sedimentace skutečně žila.

Taxonomické složení aglutinovaných společenstev zrcadlí prostředí sedimentace. Mezi faktory prostředí

významně ovlivňující distribuci benthosních foraminifer obecně patří především přístupnost Ca-karbonátu (závislá na pH), obsah volného kyslíku (závislý na Eh), přínos organického detritu (respektive potravy vůbec), teplota, substrát a dynamika prostředí. Část těchto faktorů nepřímo souvisí s hloubkou, což umožňuje hrubé paleobatymetrické zařazení společenstev benthosních foraminifer.

Různá paleoekologicky podmíněná společenstva byla popsána již dříve (např. Brouwer, 1965, Haig, 1979, Kuhnt a Kaminski, 1989). Nicméně hlubokomořské biofacie aglutinovaných foraminifer jako první definovali Kuhnt et al. (1989) ve svrchnokřídových sedimentech Atlantiku a přilehlých pánví na základě taxonomického složení společenstev, ale i paleogeografické situace a vazby na určitou litofaci.

Pro použití v magurském flyši Karpat tyto biofacie modifikoval Bubík (1995). V bělokarpatské jednotce vymezil 5 biofácií a vytvořil biofáciální schema všech zjištěných vrstevních sukcesí bělokarpatské jednotky. Biofacie přinášejí cenné údaje pro rekonstrukci pánevního vývoje, nicméně nevyhovují terminologicky.

Vzhledem k definici biofacie jako sedimentárního tělesa vzniklého za podmínek charakterizovaných určitým společenstvem organismů by měla biofacie ve svém názvu obsahovat určitou taxonomickou informaci diagnostickou pro dané společenstvo. Doposud zavedené názvy biofácií obsahují v sobě informace litofaciální, batymetrii, termíny oceánské geomorfologie a prostředí (Kuhnt et al., 1989, Bubík, 1995). Může to vést k paradoxním situacím, kdy např. svahová biofacie je zjištěna v sedimentech pánevního dna a abysální biofacie v sedimentech batyálu či naopak.

Kukal (1986) v diskusi k používání termínu facie doporučuje vyhnout se subjektivním označením (vycházejícím z interpretace) a použít označení objektivní (přímo pozorované znaky) v názvu facie. Podle těchto zásad jsou nazvány níže definované biofacie dosud vymezené v sedimentech magurského flyše.

1. Glomospira-rhizaminová biofacie (*Glomospira-Rhizammina* biofacies)

Synonymika: biofacies B (Kuhnt et al., 1989), impoverished abyssal assemblages under oxygen-deficient bottom water conditions = *Glomospirella* faunas (Kuhnt a Kaminski, 1989), low-oxygen biofacies (Bubík, 1995).

Definice: čistě aglutinovaná společenstva mají nízkou druhovou četnost (zpravidla < 10) a sestávají z hojných amodiscidů (*Glomospira*, *Glomospirella*, *Ammodiscus*) a tubicovitých úlomků "*Rhizammina*" sp. Podřadně jsou zastoupeny další aglutinované rody s organickým cementem (*Caudammina*, *Recurvoides*, *Thalmannammina*, *Haplophragmoides*, *Karrerulina*, *Paratrochamminoides*, *Thurammina*, *Saccammina*, *Hippocrepina*, *Subreophax* aj.).

Výskyt: V magurském flyši je tato biofacie vázána na hlucké souvrství a "gault-flyš". Určitou podobnost k této biofácii mají hemipelagity nivnického souvrství při hranici paleocén/eocén s nízkou diverzitou benthosu a dominancí *Recurvoides* sp., *Glomospira gordialis* a *G. irregularis*, popřípadě *Bathysiphon* sp. V Severním Atlantiku se tato biofacie vyskytuje těsně nad hranicí

cenoman/turon (Kuhnt et al., 1989).

Interpretace: Tato biofacie je spjata s eventy vysoké produktivity mořského planktonu a se zvýšeným obsahem Corg v hornině (Kuhnt et al., 1989). Určujícím faktorem byl nízký obsah kyslíku v dnových vodách a zvýšené množství organického detritu (potravy).

2. Marssonellová biofacie (*Marssonella* biofacies)

Synonymika: *Marssonella* association (Haig, 1979), mixed assemblages of slope basins, mixed assemblages of the lower slope (Kuhnt a Kaminski, 1989), low- and mid-latitude slope DWAf biofacies (Kuhnt et al., 1989), mixed slope biofacies (Bubík, 1995).

Definice: Společenstva benthosních foraminifer sestávají z četných vápnných druhů, aglutinovaných druhů s vápnným cementem (*Praedorothia*, *Marssonella*, *Clavulinoides*, *Goesella*, *Remesella*, *Dorothia* aj.) a s organickým cementem (*Spiroplectammina*, *Nothia*, *Aschemocella*, astrorhizidi, hornosinidi, rzechakinidi, lituolidi aj.). Tafocenózy nad lyzoklinou obsahují též značný podíl planktonických foraminifer (až 99 %).

Výskyt: např. púchovské slíny od Hluku, vápnné jílovce podlezské a zdounecké jednotky.

Interpretace: Společenstva marssonellové biofacie žila v batyálu nad CCD.

3. Rhabdamino-rzechakinová biofacie (*Rhabdammina-Rzechakina* biofacies)

Synonymika: *Rhabdammina* fauna (Brouwer, 1965), flysch-type low-diversity assemblages (Kuhnt a Kaminski, 1989), lower-slope paleobathymetric assemblage (Kuhnt et al., 1989), slope flysch-type biofacies (Bubík, 1995).

Definice: Biofacie se vyznačuje čistě aglutinovanými společenstvy druhů s organickým cementem. Hojní až vysoce dominantní jsou tubicovití astrorhizidi (*Nothia*, *Bathysiphon*, *Rhabdammina*). Dále jsou hojní četní astrorhizidi, hornosinidi, lituolidi, verneulinidi aj. Zvláště diagnostický je výskyt rodu *Rzechakina* (nepříliš hojně, svrchní senon - paleocén). Aglutinované druhy s vápnným tmelem jsou vzácné, plankton a vápnný benthos chybí nebo je ojediněle zastoupen korodovanými, vůči rozpouštění odolnými druhy.

Výskyt: Tato biofacie je v magurském flyši nejvíce rozšířena (zejména v turbiditní litofaci). V okrajových pánvích Severního Atlantiku je vázána na dolní kontinentální svah (Kuhnt et al., 1989).

Interpretace: Batyál pod lokální CCD. Specifické složení společenstva dále determinuje dostatek volného kyslíku ve vodě a přínos organického detritu (převážně terestrického původu) a klastického materiálu.

4. Recurvoido-paratrochaminoidová biofacie (*Recurvoides-Paratrochamminoides* biofacies)

Synonymika: abyssal *Recurvoides-Paratrochamminoides* assemblages (Kuhnt et al., 1989), flysch-type high-diversity assemblages = *Paratrochamminoides* fauna (Kuhnt a Kaminski, 1989), abyssal flysch-type biofacies (Bubík, 1995).

Definice: Společenstva benthosních foraminifer sestávají výhradně z aglutinovaných druhů s organickým cementem - vápnné foraminifery zcela chybí. Rody

Paratrochamminoides a *Recurvoides*, astrorhizidi, hormosinidi, verneuilinidi aj. mají oproti rhabdamino-rzehakinové biofacii vyšší druhovou četnost. Zástupci rodu *Rzehakina* chybí a trubicovití astrorhizidi (*Nothia*, *Rhabdammina* a *Bathysiphon*) zde nejsou hojní. Trubicovité typy jsou zastoupeny úlomkou "*Rhizammina*" sp.

Výskyt: V magurském flyš jsou společenstva této biofacie známa z kaumbergského souvrství bělokarpatské jednotky. Ze svrchní křídly severoafrického okraje (flyš Marockého Rifu aj.) tuto biofacii uvádějí Kuhnt a Kaminski (1989).

Intepretace: Společenstva této biofacie žila pod CCD v abysálu s výrazným přínosem organického detritu a jemných klastů prachové frakce (Kuhnt et al., 1989).

5. Buzasino-precystaminová biofacie (Buzasina-Praecystammina biofacies)

Synonymika: abyssal Labrospira-Praecystammina assemblages (Kuhnt et al., 1989), abyssal assemblages under well-oxygenated bottom water conditions - "Krasheninnikov-type" (Kuhnt a Kaminski, 1989), abyssal "Krasheninnikov" biofacies (Bubík, 1995).

Definice: Výhradně aglutinovaná společenstva druhů s organickým cementem této biofacie obsahují

významný podíl drobných, hladkých zástupců rodů *Buzasina*, *Praecystammina* a *Haplophragmoides* (*H. fraudulentus*, *H. menitens*, *H. multiformis*). Dále jsou časté rody *Caudammina*, *Pseudobolivina*, *Uvigerinammina*, *Karrerulina*, *Bulbobaculites*, "*Rhizammina*" aj.. Toto společenstvo bývá označováno jako "typ Krasheninnikov" podle prací Krasheninnikova (1973, 1974) ve kterých bylo poprvé popsáno včetně řady nových druhů.

Výskyt: Benthosní společenstvo této biofacie bylo ojedinele zjištěno v kaumbergském souvrství u Hluku (Bubík, 1995). Dříve bylo popsáno ze svrchní křídly hlubokomořských vrtů v Indickém oceánu (Krasheninnikov, 1973, 1974) a Severním Atlantiku (Kuhnt a Kaminski, 1989).

Intepretace: Tato biofacie je charakteristická pro abysál s oligotrofními podmínkami s dostatkem volného kyslíku a silně redukovným přínosem detritu v distálních částech oceánských pánví (Kuhnt et al., 1989, Kuhnt a Kaminski, 1990).

Literatura

- Brouwer J. (1965): Agglutinated foraminiferal faunas from some turbiditic sequences. I + II. - Proceedings (K. nederland. Akad. Wet.), Ser. B, 68, 309 - 334.
- Bubík M. (1995): Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bílé Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republic). - In: Kaminski M. A., Geroch S., Gasinski M. A. (eds.): Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Kraków Poland, September 12 - 19, 1993. - Grzybowski Foundation Special Publication no. 3, 71 - 116.
- Haig D. W. (1979): Global distribution patterns for mid-Cretaceous foraminifera. - Journal of Foraminiferal Research, 9, 1, 29 - 40.
- Krasheninnikov V. A. (1973): Cretaceous benthonic foraminifera, Leg 20, DSDP. - In: Heezen B. C., Mac Gregor I. D., et al.: Initial Reports of the DSDP 20., 205 - 221. US Government Printing Office. Washington, D. C.
- (1974): Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27, DSDP. - In: Veevers J. J., Hertzler J. R., et al.: Initial Reports of the DSDP 27, 631 - 661. US Government Printing Office. Washington, D. C.
- Kuhnt W., Kaminski M. A. (1989): Upper Cretaceous deep-water agglutinated benthic foraminiferal assemblages from the western Mediterranean and adjacent areas. - In: Wiedmann J. (Ed.): Cretaceous of the western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 91 - 120.
- Kuhnt W., Kaminski M. A. (1990): Paleocology of Late Cretaceous to Paleocene deep-water agglutinated foraminifera from the North Atlantic and Western Tethys. - In: Hemleben Ch. et al. [Eds]: Paleocology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera. - NATO ASI C 327, Kluwer Acad. Publishers, 433 - 505.
- Kuhnt W., Kaminski M. A., Moullade M. (1989): Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas. - Geol. Rundschau, 78, 3, 1121 - 1140.
- Kukal Z. (1986): Základy sedimentologie. - Academia Praha, 466 str., Praha.

NÁLEZ DRUHU *CETORHINUS PARVUS* (ELASMOBRANCHII) VE CHVALČOVSKÝCH VRSTVÁCH PŘEDMAGURSKÉ JEDNOTKY NA MORAVĚ

Found of *Cetorhinus parvus* (Elasmobranchii) in the Chvalčov Beds
of the Fore-Magura Unit in Moravia

(25-14, Valašské Meziříčí)

Miroslav Bubík

ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: Elasmobranchii, biostratigraphy, Oligocene, Carpathian Flysch

Při návštěvě opuštěného pískovcového lomu u Chvalčova v roce 1995 byl autorem zprávy nalezen jeden žaberní násadec žraloka *Cetorhinus parvus* Leriche. Lom je stratotypem chvalčovských vrstev - nejmladšího členu předmagurské jednotky - definovaných Peslem a Hanzlíkovou (1983). Chvalčovské vrstvy charakterizují jako pískovcový flyš s podřadným zastoupením pelitů a s tilloidními konglomeráty. Hanzlíková (l. c.) zařadila chvalčovské vrstvy v lomu na základě planktonických foraminifer z vložek jílovců považovaných za pelagity do spodního oligocénu (rozhraní zón P18/P19 sensu Blow, 1969).

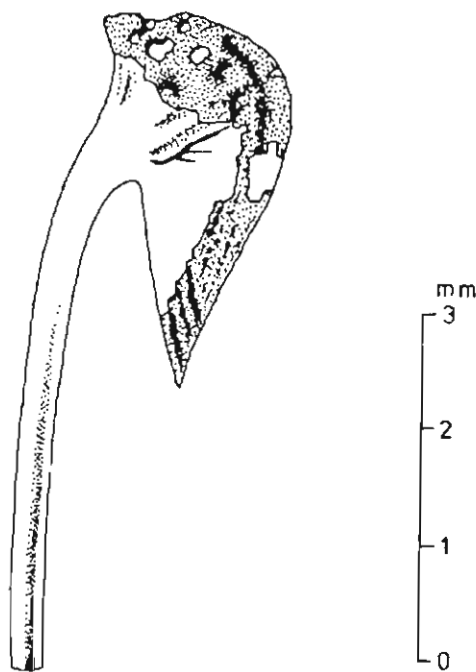
Nález žaberního násadce pochází z tenké vložky nazelenale šedého, hnědošedě skvrnitého střípkovitého nevápnitého jílovce mezi dvěma lavicemi turbiditního pískovce v pravé části jv. stěny lomu vyobrazené v práci Pesla a Hanzlíkové (1983, Taf. 1, Abb. 1). Z jílovce byl odebrán vzorek na foraminifery, výsledek však byl negativní.

Nalezený žaberní násadec je zachován jako fragment s plochou, sekyrkovitě rozšířenou bází s částečně zachovalou černou zubní hmotou (viz Obr. 1). Větší část ostnu násadce je ulomena. V literatuře bývají takovéto žaberní násadce ze stejně starých sedimentů řazeny k fosilnímu druhu *Cetorhinus parvus* Leriche, 1908. Je však nutno zvážit i námitku Pfeila (1981), že bez znalosti variability a pohlavního dimorfismu je taxonomie založená na žaberních násadcích odvážná.

Žaberní násadce rodu *Cetorhinus* představují nejspíše modifikované plakoidní šupiny, známé na povrchu žaber u ostatních žraloků. Jejich funkcí je zachycování zooplanktonu, kterým se *Cetorhinus* živí.

Celkový stratigrafický rozsah druhu uvádí Schultz (1978) jako střední oligocén až střední miocén (spodní baden). Na Moravě byl dosud zjištěn v menilitovém souvrství ždánické a podslezské jednotky a v oligocénu pouzdřanské jednotky. Ve ždánické jednotce je popisován z dynowských slínovců (Schultz, 1982, Gregorová, 1988), Místy v nich tvoří i laminy s hojnou akumulací násadců (potok Kompařov, nepublikováno). V pouzdřanské jednotce byly násadce pozorovány ve vápnitých diatomitech stratigraficky ekvivalentních dynowským slínovcům (Pouzdrány "Nad mlýnem"). Žaberní násadce *C. parvus* jsou dále popisovány z rohovcových vrstev v podloží dynowských slínovců (Brzobohatý, 1981, Gregorová, 1988). Zatím není jasné, zda se *C. parvus*

vyskytuje i v bazálním členu menilitového souvrství - podrohovcových vrstev. V šitbořických vrstevách podslezské jednotky v nadloží dynowských slínovců byl ojedinele zjištěn žaberní násadec na lokalitě Bystřice nad Olší. Od nálezů ze starších členů menilitového souvrství se však liší podstatně větší velikostí a jeho příslušnost k druhu *C. parvus* není jistá. Výskyty žaberních násadců *Cetorhinus* popisované ve starší literatuře (např. Kalabis a Schultz, 1974, Brzobohatý a Kalabis, 1978) bohužel často nejsou doprovázeny informacemi o litologii, které by umožnily přiřazení nálezů k jednotlivým vrstevním členům menilitového souvrství sensu Stránil (1981). Žaberní násadce *C. parvus* jsou mimo moravské lokality známy např. z dysodilových břidel rumunských Karpat (Jonet,



Obr. 1 Žaberní násadec *Cetorhinus parvus* Leriche, chvalčovské vrstvy (oligocén), lom u Chvalčova.

1958) a ze schöneckerských rybích břidel bavorské molasy (Pfeil, 1981), které představují stratigrafické ekvivalenty nižší části menilitového souvrství (podrohovcové vrstvy až dynowské slínovce).

Z výše uvedeného přehledu je zřejmé, že výskyt

žaberních násadců *Cetorhinus parvus* v krosněnsko-menilitové skupině příkrovů vnějšího flyše Karpat je vázán zejména na rohovcové vrstvy a dynowské slínovce, které jsou považovány za stratigrafický ekvivalent vyšší části NP22 (?) až báze NP23 nanoplanktonových zón (viz např. Krhovský a Kučera, 1994) kiscelu. Nález *C. parvus* ve chvalčovských vrstvách je určitou indicií, která naznačuje možnost korelace nejspíše s rohovcovými vrstvami (vzhledem k nevápnitosti hemipelagické polohy). Tato představa není v zásadě v rozporu s biostratigrafickými závěry Hanzlíkové učiněnými na základě studia planktonických foraminifer z vložek vápnitých jílovců (Pesl a Hanzlíková, 1983). Společenstvo s *Tenuitella liverovskae* (Bykova), *Subbotina angiporoides* (Hornibrook), *Turborotalia opima nana* (Bolli), *Globigerina leroyi* Blow a Banner, *G. tapuriensis* Blow a Banner a *Pseudohastigerina micra* (Cole) lze však spíše srovnávat

se společenstvy globigerinových slínů než podrohovcových vrstev ve ždánické jednotce. Je proto pravděpodobná i redepozice planktonických foraminifer v jílovcových vložkách chvalčovských vrstev.

Častý a místy i velmi hojný výskyt žaberních násadců *Cetorhinus parvus* v rohovcových vrstvách a v dynowských slínovcích menilitového souvrství velmi pravděpodobně souvisí s předpokládaným značným zvýšením produktivity fytoplanktonu v době sedimentace těchto členů. Jejich použití jako vůdčí fosilie je proto vhodné označit spíše za eko- než biostratigrafii. Pro praktické použití žaberních násadců *Cetorhinus parvus* při korelaci menilitového souvrství s litologicky odlišnými ekvivalenty bude ještě nutné ověřit jeho stratigrafické rozšíření (zejména jeho první výskyt) ve stratigraficky detailně prozkoumaném menilitovém souvrství.

Literatura

- Brzobohatý R. (1981): Izolované rybí zbytky z menilitových vrstev ždánické jednotky na Moravě. - Zem. Plyn, Nafta, 26, 1, 79 - 87. Hodonín.
- Brzobohatý R., Kalabis V. (1978): Biostratigrafické korelace v paleogénu a neogénu na základě ichtyofauny. - Zem. Plyn, Nafta, 23, 4a, 533 - 542. Hodonín.
- Gregorová R. (1988): Rybí fauna menilitového souvrství na lokalitě Litenčice a její stratigrafická pozice. - Čas. Morav. Mus., Věd. přír., 73, 83 - 88. Brno.
- Jonet S. (1958): Contributions a l'Étude des Schistes disodiques oligocenes de Roumame. - La faune ichthyologique de Honoraciú district de Praha, 112 str. Lisboa.
- Kalabis V., Schultz O. (1974): Die Fischfauna der paläogenen Menilitschichten von Speitsch in Mähren, ČSSR. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 78, 183 - 192. Wien.
- Krhovský J., Kučera M. (1994): Detailní stratigrafické korelace pouzdřanské a ždánické jednotky v intervalu nanoplanktonových biozón NP20 - NP23. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1993, 57 - 58. Praha.
- Leriche M. (1908): Sur un appareil fanonculaire de *Cetorhinus* trouvé a l'état fossile dans le Pliocène d'Anvers. - C. R. hebdomadaires Séances Acad. Sci., 186, 875 - 878. Paris.
- Pesl V., Hanzlíková E. (1983): Chvalčov-Schichten - ein neues Formationsglied der Vor-Magura-Einheit. - Věst. Ústř. úst. geol., 58, 5, 263 - 274. Praha.
- Pfeil F. H. (1981): Eine nektonische Fischfauna aus dem unteroligozänen Schöneckerschiefer des Galon-Grabens in Oberbayern. - Geologica Bavarica, 82, 357 - 387. München.
- Schultz O. (1978): Neue und fehlinterpretierte Fischformen aus dem Miozän des Wiener Beckens. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 81, 203 - 219. Wien.
- (1982): Die Fischzähne aus dem Mittel-Oligozän von Nikolčice und Umgebung (Mähren, ČSSR). - Čas. Morav. Mus., Věd. přír., 67, 51 - 55. Brno.
- Stránil Z. (1981): Litofaciální vývoj a korelace menilitových vrstev ve flyšovém pásmu Karpat na Moravě. - Zem. Plyn, Nafta, 26, 1, 9 - 18. Hodonín.

FORAMINIFERY PODSLEZSKÉ JEDNOTKY A AUTOCHTONNÍHO KARPATU Z JÁMY Č. 4 DOLU FRENŠTÁT

Foraminifera of the Subsilesian Unit and autochthonous Karpatian
from the shaft No. 4 of the Frenštát Mine

(25-23, Rožnov pod Radhoštěm)

Miroslav Bubík

ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: Foraminifera, biostratigraphy, paleoecology, Subsilesian Unit, Paleocene, Carpathian Foredeep, Miocene

V roce 1993 jsem obdržel od ing. J. Horáka několik výběrů foraminifer pocházejících z profilu podpovrchového zajišťovacího vrtu F 7/4 vrtaného v jámě č. 4 Dolu Frenštát. Vrt byl hlouben z úrovně 387,9 m pod povrchem, dosáhl hloubky 48,7 m. Prošel pelity báze podslezského příkrovu, hnědými vrstvami autochtonního karpátu (interval 22,3 až 31,95 m) a dosáhl produktivního karbonu. Povrch karpátu byl zastižen v hloubce 410,2 m. Úklony vrstev v podslezském příkrovu se pohybují mezi 45 a 60°. Značný úklon mají i sedimenty autochtonního karpátu: 20 až 25°.

Podslezská jednotka

Z podslezské jednotky ve vrtu F7/4 byly studovány foraminifery ze čtyř vzorků: z rozpadavého pískovce strážského typu (metráž 4,0 m), z černošedých jílovců (8,4 a 12,5 m) a ze zeleného jílovce (21,2 m).

První tři uvedené vzorky obsahují vápnatý benthos s druhy *Cibicidoides dayi* (White), *Gavelinella velascoensis* (Cush.), *Gyroidinoides megastomus* (Grzyb.) a *Nodosaria limbata* Orb., doprovázenými ve vzorku z 8,4 m druhy *Guttulina adhaerens* (Olsz.), *G. cf. trigonula* (Rss.), *Astacolus cf. gladius* (Philippi), *Pullenia coryelli* White, *Paralabamina toulmini* (Brotz.), *Pararotalia sp.* a *Neoflabellina sp.* a ve vzorku z 12,5 m *Vaginulinopsis cf. plummerae* (Cush.) a *Anomalinoides danicus* (Brotz.).

Aglutinovaný benthos je hojně zastoupen ve vzorcích z 8,4 a 21,2 m druhy *Ammodiscus glabratus* Cush. et Jarv., *Glomospira charoides* (J. et P.), *Rzehakina epigona* (Rz.), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Recurvoidella lamella* (Grzyb.), *Spiroplectammina navarroana* (Cush.), *Verneuilinoides palmerae* (Cole), *Gerochammina conversa* (Grzyb.), *Dorothia belloides* Hill. a *Marssonella crassa* (Marss.). Celkově benthos dokládá paleocenní stáří všech vzorků.

Toto stratigrafické zařazení podporují i planktonické foraminifery: *Eoglobigerina eobulloides* (Moroz.) z 4,0 m a *Turborotalia pseudobulloides* (Plumm.) se *Subbotina triloculinoides* (Plumm.) z 12,5 m dokládají spodní paleocén, společenstvo subbotin s *S. trilo-culinoides* (Plumm.), *S. triangularis* (White) a *S. linaperta* (Finl.) z 21,2 m svědčí pro svrchní paleocén. Thanatocenózy foraminifer svědčí pro prostředí prokysličeného batyálu středního svahu (sensu Kuhnt et al., 1989).

	31.5	28.3	27.5	24.0	23.5	22.4	Důl Frenštát, jáma č. 4, vrt F7/4
x			x		x		<i>Globigerina praebulloides</i> Blow
x					x		<i>Globigerina bulloides</i> Orbigny
		cf.	x	x			<i>Globigerina ottangiensis</i> Rögl
						X	<i>Globigerina quinqueloba</i> Natland
						x	<i>Globigerina angustumbilicata</i> Bolli
x		x	x	x			<i>Lenticulina inornata</i> (Orbigny)
x		cf.			cf.		<i>Lenticulina calcar</i> (Linné)
x							<i>Lenticulina claudinae</i> Molčiková
cf.		x	x	x			<i>Cribrorbulina clericii</i> (Fornasini)
x					x		<i>Hogglundina elegans</i> (Orbigny)
x	x	x	x				<i>Heterolepa dutemplei</i> (Orbigny)
x	x						<i>Gyroidina soldanii</i> (Orbigny)
x		x	x	x			<i>Cibicides ungerianus</i> (Orbigny)
x			x				<i>Uvigerina graciliformis</i> Papp et Tum.
x					x		<i>Pappina breviformis</i> (Papp et Tum.)
x	x	x				x	<i>Bulinina elongata</i> Orbigny
cf.	x		x				<i>Bolivina hebes</i> Macfadyen
x			x				<i>Beggina arenaria</i> (Karrer)
	x		x				<i>Lenticulina intermedia</i> (Orbigny)
	x						<i>Planularia moravica</i> (Karrer)
	x						<i>Nodosaria elegantissima</i> Orbigny
	x				x		<i>Spirosigmoina tenuis</i> (Czyzek)
	x		x		x		<i>Caucasina schischkinskajae</i> (Santoil.)
	x					cf.	<i>Bolivina fastigia</i> Cushman
	x						<i>Coryphostoma sinuosa</i> (Cushman)
	x						<i>Pullenia bulloides</i> (Orbigny)
	x						<i>Melonis pompilioides</i> (Orbigny)
	x					cf.	<i>Nonion commune</i> (Orbigny)
	x						<i>Elphidium fichtellianum</i> (Orbigny)
	x						<i>Valvulineria akneriana</i> (Orbigny)
		cf.	x	x			<i>Praeglobobulimina ovaia</i> (Orbigny)
		x	x				<i>Marginulina nodosaria</i> (Orbigny)
			x				<i>Nodosaria rudis</i> Orbigny
			x				<i>Bolivina retiformis</i> Cushman
			x			x	<i>Bolivina dilatata</i> Reuss
			x				<i>Bulinina aculeata</i> Orbigny
			x	x			<i>Ceratocancrius haneri</i> (Orbigny)
			x				<i>Uvigerina acuminata</i> Hosius
					x		<i>Lenticulina convergens</i> (Bonniemann)
					x		<i>Chilostomella ovoidea</i> Reuss
					x		<i>Praeglobobulimina pyrula</i> (Orbigny)
					x		<i>Valvulineria complanata</i> (Orbigny)
					x		<i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss)
					x		<i>Elphidium subtypicum</i> Papp
					x		<i>Favulina hexagona</i> (Williamson)
					x		<i>Asterigerinata planorbis</i> (Orbigny)

x - přítomen X - dominantní cf. - určení nejisté

Obr. 1 Distribuce foraminifer v hnědých vrstvách karpátu v jámě č. 4 dolu Frenštát (vrt F7/4)

Karpat

Celou zastíženou mocnosť karpatu charakterizujú monotónni hnědošedé vápnité prachovité jílovce, pouze při bázi (od metráže 28,5 m níže) obsahují valounky křemene a útržky jílovců. Tyto sedimenty lze zařadit k hnědým vrstvám karpatu sensu Menčík et al. (1983). Hnědé vrstvy mají ve vrtu F7/4 mocnost menší než 10 m. Jinde v oblasti dosahují až max. 60 m (Menčík et al., l. c.). Karpat ve vrtu má proto zřejmě redukovanou mocnost primární (elevační vývoj) nebo/i tektonicky.

Všechny odebrané vzorky poskytly poměrně hojnou faunu foraminifer (viz Obr. 1). Společenstvo benthosu nižší části hnědých vrstev charakterizuje velmi hojné zastoupení rodu *Lenticulina*, popřípadě *Bulimina* - *Lenticulina* - *Bolivina* (28,3 m). Výše v 24,0 a 23,5 m nastupuje společenstvo *Lenticulina* - *Uvigerina* (- *Heterolepa*). Tento benthos vesměs patří k převážně detritivní infauně bahnitých substrátů a chladných vod v hloubkách zhruba pod 100 m podle nároků žijících zástupců (viz Murray, 1991). Podle složení benthosu i planktonu lze předpokládat normální salinitu.

Odlišné společenstvo benthosu i planktonu obsahoval vzorek z nejvyšší zachovalé části karpatu (22,35

m). Benthos je zastoupen velmi drobnými druhy. Ve společenstvu planktonu dominuje drobná *Globigerina quinqueloba* Natl. doprovázená *G. angustiumbilitata* (Bolli). Tato změna byla pravděpodobně způsobena relativním snížením obsahu kyslíku.

V některých vzorcích byly zjištěny redepozice z eocénu: např. *Subbotina eoacaenica* (Terq.), *S. cf. crociapertura* Blow a *Morozovella subbotinae* (Moroz.) z 22,35 m a *Reophax elongatus* (Grzyb.) z 31,5 m. Jejich zdrojem bylo pravděpodobně čelo podslezského příkrovu.

Hnědé vrstvy karpatu v jámě č. 4 obsahovaly makrofaunu marinních měkkýšů s *Aturia aturi* (Basterot), kterou zpracovala Hladilová (1995).

Poděkování

Závěrem bych rád poděkoval Ing. J. Horákovi z Důlního průzkumu a bezpečnosti Paskov, a. s. za poskytnutí fosilního materiálu a souvisejících geologických informací. Dále děkuji K. Holcové za konzultace týkající se taxonomie planktonických i benthosních foraminifer karpatu.

Literatura

- Hladilová Š. (1995): Nové nálezy miocenních měkkýšů v podloží příkrovů vnějších Karpat u Frenštátu pod Radhoštěm. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 28. Brno
- Kuhnt W., Kaminski M. A., Moullade M. (1989): Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas. - Geol. Rundschau, 78, 3, 1121 - 1140. München.
- Menčík E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. - Ústř. úst. geol. Praha, 307 str. Praha.
- Murray J. W. (1991): Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. - Longman Scientific and Technical, 397 pp. Harlow, Essex.

PŘEDBĚŽNÉ PALYNOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ VRTŮ ŠAFOV 12 A 13

Preliminary palynological report on boreholes Šafov 12 and 13

(33-22, Vranov n. Dyjí)

Nela Doláková - Zdražilková

Katedra geologie a paleontologie PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Palynology, Miocene, Carpathian Foredeep.

Abstract: The palynospectra were studied from the sediments of the Eggenburgian-Oitnangian ages. They regularly contained pollen of tropical - subtropical families as Sapotaceae, Palmae, Araliaceae, Cyrtillaceae etc. All the palynospectra were facially influenced. A great amount of hygrophilous elements such as Taxodiaceae, Polypodiaceae, Nelumbo, Sparganium etc. is present. In some samples, pollen of the family Chenopodiaceae, which grow in the salt areas, were found.

Ve vrtech Šafov 12 a 13 byly studovány vzorky sedimentů stratigraficky zařazených k eggenburg-ottnangu. Jednalo se o vzorky jílovců, u nichž některé obsahovaly tenké uhelné proplástky. Palynospektra vzorků

z hloubek 12,5m, 9,6m a 8,5m vrtu Š-13 byla velmi chudá a nedala se statisticky vyhodnotit.

Mezi identifikovanými typy rostlinného mikroplanktonu nebyly zjištěny žádné formy typické pro

prostředí otevřeného moře. Pravidelně se nacházeli zástupci mikrop planktonu vyskytujícího se v prostředí brakických nebo i sladkých vod jako např. rod *Botryococcus*, různé druhy rodu *Sigmopollis* a *Ovoidites*, méně rody *Circulisporites*, *Sculptizygodites*. Různé formy byly v jednotlivých preparátech různě četné. Z ostatních rostlinných zbytků byly přítomny kutikuly, cévice, spory hub a rozrušený organický materiál.

Z teplomilných prvků se vyskytovali zástupci čeledi *Sapotaceae*, *Palmae*, *Cyrillaceae*, dále *Quercoidites henrici*, *Tricolporopollenites satzveyensis* (*Cornaceae*), *Engelhardtia* méně až sporadicky byly zjištěny čeledi *Rutaceae*, *Araliaceae*, rody *Reevesia*, *Symplocos*, *Lygodium*. V hloubce 10,6m vrtu Š-13 byl zastoupen rod *Nelumbo*.

Arktoterciární prvky byly zastoupeny poměrně málo - sporadicky byla přítomna pylová zrna rodu *Sciadopitys* a *Fagus*. V jediném exempláři byl zjištěn rod *Tsuga* a *Betula*. Rovněž rod *Alnus* se vyskytoval velmi řídko. Průběžně i když ne hojně byl nalezen rod *Juglans* a *Aceripollenites striatus*. Nebyla zjištěna pylová zrna rodu *Pterocarya*.

Průběžně se vyskytovala pylová zrna *Pinaceae*, *Oleaceae*, *Gramineae*, *Quercoidites microhenrici*, *Tricolporopollenites liblarensis*, *T. cingulum pusillus* a *T. cingulum oviformis* (*Fagaceae*).

Palynospektra se v jednotlivých vzorcích jeví jako velmi faciálně ovlivněná. Místně mají zvýšené zastoupení zejména spory a pylová zrna vlhkomilných rostlin jako čeledi *Taxodiaceae*, *Polypodiaceae*, *Cyrillaceae*, *Myricaceae*, *Ulmaceae*, *Salicaceae*, *Ericaceae* a rody *Osmunda* a méně *Nyssa*. Zastoupena byla i pylová zrna rostlin rostoucích přímo ve sladkovodním prostředí, jako např. rody *Sparganium*, *Nelumbo* (lotos), čeleď *Cyperaceae*. Obdobné facie popsala Pacltová (1958) z mydlovarského souvrství v Českobudějovické pánvi. Ve vrtu Šafov 12 byly rovněž zjištěny facie s hojnými

zástupci čeledi *Chenopodiaceae* (9%), jejichž mnohé rody rostou na zasoleném substrátu (např. rod *Salicornia* v deltě Rhony). Obdobné facie s hojnými *Chenopodiaceae* byly zjištěny prozatím ve všech vrtech v sedimentech eggenburg-ottnangu jižní části karpatské předhlubně na Moravě - vrty Miroslav, Trboušany, Čejkovice, Únanov (Nehyba, Hladilová, Zdražilová, 1995).

Byl zjištěn obdobný poměr zastoupení mezi počtem zástupců čeledi *Chenopodiaceae* a *Ericaceae*, jako ve vrtu Čejkovice HV-301 (Zdražilová, 1993). Obdobný vývojový trend měl rovněž výskyt pylových zrn rodu *Platanus*. Tento rod se dokonce v hloubce 17,5m vrtu Šafov-12 vyskytoval masově - nalezen i v poliniích. Zde vytváří charakteristickou facií spolu s rovněž hojnými *Gramineae*, *Ericaceae*, *Salix* a *Corsiniipollenites*. Poslední byly nalezeny i v poliniu.

Palynospektra vzorků vrtu Šafov 10 studovala již dříve Gabrielová (1973). V porovnání s tímto vrtem jsem ve vrtech 12 a 13 nezjistila zástupce palem rodu *Monocolpopollenites tranquillus*, které byly ve vrtu Š-10 hojné. Ve vrtech Š-12 a 13 byla naopak průběžně zjištěna tetraokolporátní pylová zrna, která patří čeledi *Sapotaceae*, která je v současné době rozšířena v tropických a subtropických podmínkách klimatu. Rovněž se zde vyskytovalo různorodější společenstvo spor a pylových zrn rostlin z mokřinných stanovišť a místně hojná čeleď *Chenopodiaceae*. Rozdílly byly patrně způsobeny zachycením různých stanovišť jednotlivými vrty.

Ze studovaných palynospekter jsou patrné přechody od slaniskových porostů k různým stádiím růstu uhelných močálových stanovišť, které jsou doplněny allochtonními pylovými zrny rostlin rostoucích ve větší vzdálenosti od pobřeží na sušších substrátech. Změny se projevují ve vzorcích náhle, což svědčí o rychlých vertikálních i horizontálních změnách charakteru prostředí.

Literatura:

- Gabrielová N. (1973): Die mikropaläobotanische Erkundung des Untermiozäns in der Umgebung von Šafov bei Vranov nad Dyjí. - Věst. Ústf. Úst. geol. 48, 1, 11-16. Praha.
- Nehyba S., Hladilová Š., Zdražilová N. (1995): Sedimenty spodního miocénu v širším okolí Miroslavi. - in Hamršíd B., ed.: Nové výsledky v terciéru Západních Karpat II. Knih. Zem. Plyn Nafta, 16, 85-95. Hodonín.
- Pacltová B. (1958): Rostlinné mikrofosilie (hlavně sporomorphy) z lignitových ložisek u Mydlovar v Českobudějovické pánvi. - Sbor. Ústf. Úst. geol., XXV, paleont., 109-176, Praha.
- Zdražilová N. (1993): Palynologické zpracování vrtu Čejkovice HV-301. - Knih. Zem. Plyn Nafta, 15, 83-93. Hodonín.

GEOCHEMICKÉ RYSY GRANITICKÝCH VALOUNŮ MAGURSKÉHO FLYŠE CHŘIBŮ A JEJICH PROVENIENCE

Geochemical features of the granitic pebbles from the Magura Flysch of the Chřiby Mts. and their provenience

(24 - 44, Bučovice; 25 - 33, Uherské Hradiště; 25 - 31, Kromčříž; 25 - 13, Valašské Meziříčí)

Pavel Hanžl, Oldřich Krejčí

ČGÚ Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: Magura Flysch, granitic pebbles, geochemistry

Úvod

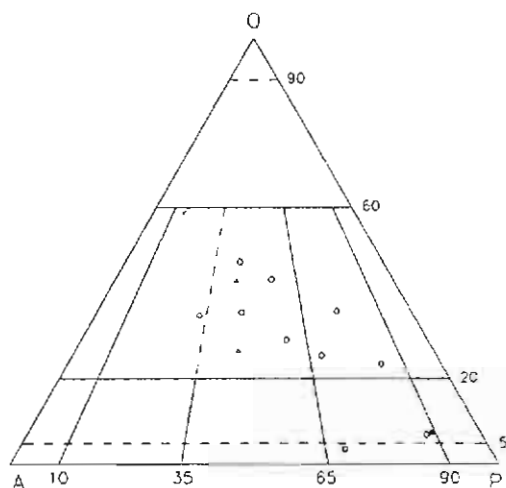
Přestože výskyt granitických "exotických" valounů ve slepencích flyšových Karpat je všeobecně znám, viz např. literární přehled Pokorného (1946), formulace o jejich charakteru jsou velmi opatrné, založené na nevhodných předpokladech nebo zcela chybí a hlavní pozornost je věnována především petrografickému popisu. Pokorný (1946) poukazuje na příbuznost krystalinických valounů s horninami západomoravského krystalinika a brněnského masívu. Valouny sedimentů však naopak koreluje s tithonskými sedimenty Karpat.

Petrograficky velmi podrobně zpracovala valouny exotik ve flyši Chřibů Němcová - Hlobilová (1967). V úvahách o provenienci popírá Němcová - Hlobilová (1964) názor Pokorného o příbuznosti valounů k brněnské vyvřelině. Vzhledem k podobnosti jednotlivých typů granitoidů uvažuje o jejich vzniku za podobných podmínek

lidovaného východního okraje Českého masívu (brunovistulika).

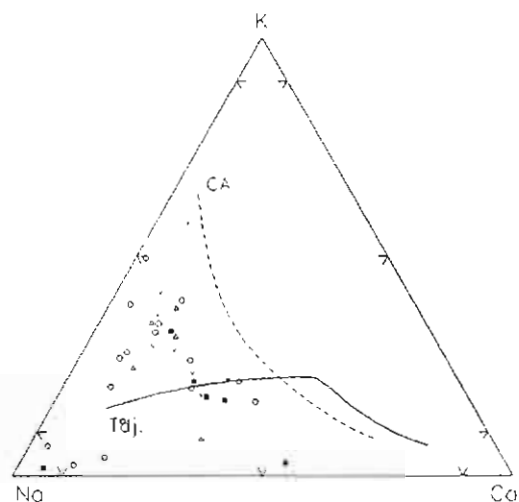
Společně s krystalinickými klasty se ve stejných slepencových tělesech nacházejí hojné klasty mezozoických sedimentárních hornin. Jejich podrobnou analýzou (Soták 1992) byla zjištěna afinita k pienidnímu prostoru s možným napojením na východní dacidy. U těchto sedimentů nelze předpokládat, že se usadily v rámci oblasti brunovistulika. Tento nesoulad ve výsledcích nás vedl k dalšímu srovnávacímu studiu.

Vzorky byly odebrány z následujících lokalit magurského flyše: Roštín 28 a 152, Koryčany 1/1994 a 2/1994, Střílky-Stupava 1/1994 (lukovské vrstvy, mapa 24-44 Bučovice), Bunč (psefiticko-psamitická litofacie zlínského souvrství, mapa 25-33 Uherské Hradiště), Salaš (lukovské vrstvy, mapa 24-33 Uherské Hradiště), Lubná 36 a 23 (psefiticko-psamitická litofacie zlínského



1 ○ 2 ■ 3 △ 4 ×

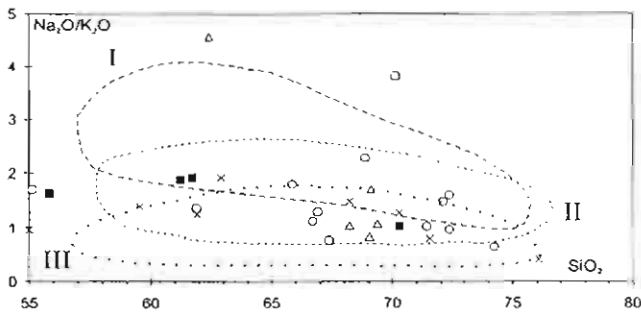
Obr. 1 - Klasifikace granitoidních valounů magurského flyše v Chřibech v QAP diagramu. 1 - lukovské v., 2 - podmenilitové v., 3 - rusavské v., 4 - zlínské v.



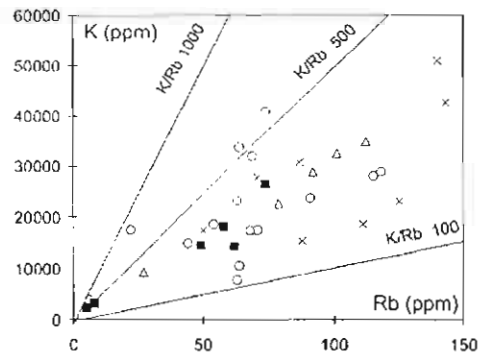
Obr. 2 - Základní geochemické trendy v K-Na-Ca diagramu, CA - alkalicke - vápenatý trend, Tdj. - trondhjemitický trend. Symboly jako Obr. 1.

a předpokládá, že exotická zdrojová oblast valounů má úzký vztah ke středomoravskému krystaliniku. Nověji zpracoval granitová exotika Štelcl jun. (1989). Zjistil značnou uniformitu hornin, které mají charakter kyselých magmatitů a pocházejí z jednoho zdroje. V novějších pracích (Štelcl jun. 1993a, b) uvažuje o pravděpodobné provenienci klastů granitoidních hornin z konso-

souvrství, mapa 25-31 Kromčříž), Kvasice 6 (lukovské vrstvy, mapa 25-31 Kromčříž), Kvasice 63 (psefiticko-psamitická litofacie zlínského souvrství, mapa 25-31 Kromčříž). Dále jsme pro srovnání odebrali vzorky z lokality Bilavsko 1/1994 v prostoru Hostýnských vrchů (rusavské vrstvy, mapa 25-13 Valašské Meziříčí) a Zástřizly (podmenilitové souvrství ždánické jednotky



Obr. 3 - $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 diagram, pole I - III podle Frasl, Finger (1988). I - Kadomské granitoidy brunovistulika, II - granitoidy penninika z Vysokých Taur, III - variské granitoidy jižní části Českého masívu. Symboly jako na obr. 1.

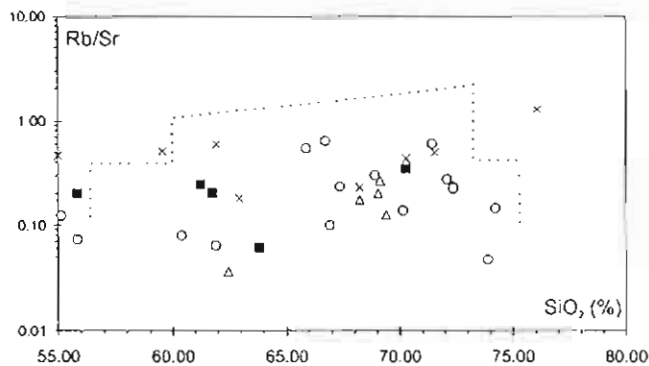


Obr. 4. - K vs. Rb diagram. Symboly jako na obr. 1.

vnějšího flyše, mapa 24-44 Bučovice). Všechny uvedené litostratigrafické jednotky jsou zde paleogenního stáří. Vzorky byly analyzovány v laboratořích ČGÚ Praha. Kompletní analýzy (silikátové analýzy + stopové prvky) budou publikovány po doplnění o data z Hostýnských vrchů.

Petrografický popis

Jednotlivé typy magmatických exotik byly podrobně popsány v pracích Němcové - Hlobilové. V námi odebraných vzorcích byly zjištěny tyto horniny: diorit, amfibol-biotitický granodiorit, biotitický granodiorit, biotitický granit, dvojslídny granit



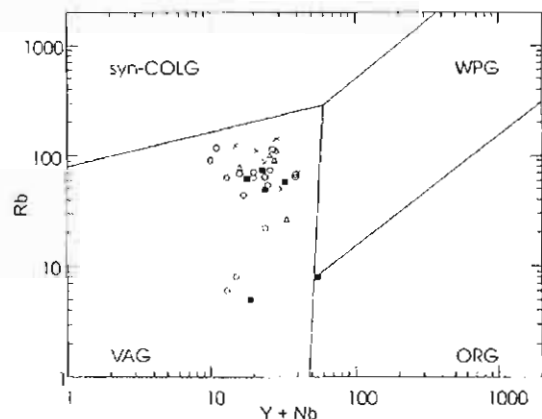
Obr. 5 - Rb/Sr vs. SiO_2 diagram, tečkovaně vymezeno pole granitoidů rakouského moldanubika (podle Liew et al. 1989). Symboly jako na obr. 1.

a muskovitický granit až ortorula. Většina odebraných vzorků vykazuje určitý stupeň sekundárních přeměn, které se projevují sericitizací, epidotizací a zakalením živců, chloritizací biotitů a přeměnami amfibolu. Charakteristický je častý výskyt kataklázy až mylonitizace doprovázený rekrystalizací křemene, ohýbáním slídových minerálů a plagioklasových lamel, rozpadem živců a vznikem S ploch. Charakter deformace a minerálních přeměn odpovídá podmínkám facie zelených břidlic. Křehká deformace se projevila vznikem mikroskopických trhlin, které byly následně vyplněny karbonátem. Modální analýzy byly provedeny pouze v nejčerstvějších horninách,

aby byla zajištěna jejich objektivnost. Ve shodě se Štelcem (1989) padla pouze malá část do pole křemenných dioritů, většina studovaných vzorků pak odpovídá granitům a granodioritům (Obr. 1). Naopak nebyly nalezeny tonality.

Geochemie

Horniny jsou převážně peraluminické s výrazným alkaliccko - vápenatým trendem v AFM diagramu, který je patrný i v Barkerově diagramu (Obr. 2), kde se mírně odlišně chovají horniny podmenilitového souvrství a lukovských vrstev s trondhjemitickým trendem.



Obr. 6 - Geotektonická pozice studovaných granitoidů v diagramu Rb vs. Y+Nb (Pearce et al. 1984). VAG - granity vulkanických oblouků, ORG - orogenní granity, WPG - vnitrodeskové granity, syn - COLG - synkolizní granity. Symboly jako na obr. 1.

Relativně vyšší poměr $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ dobře odpovídá variským granitoidům penninika (Obr. 3) i charakteristikám variských granitů centrálních Karpat (Hovorka-Petrík 1992). Poměry K/Rb jsou relativně nízké 100 - 500 (obr. 4) oproti širokému rozpětí poměrů K/Rb v brunovistuliku (Jelínek-Dudek 1993) a mohou tak odpovídat zralé kontinentální kůře. Na primitivní charakter zdroje brunovistulických granitoidů ukazují nízké poměry Rb/Sr, které jsou podle Jelínka - Dudka (1993) menší jak 0,1 a liší se tak od granitoidů exotik, kde je tento poměr zpravidla větší jak 0,1 (Obr. 5) a odpovídá tak dobře granitoidům rakouské části

Závěr

Magmatické valouny ve slepencích Chřibů odpovídají peraluminickým, alkalicko - vápenatým granitům a granodioritům. Bazické členy téměř schází. Horniny jsou odlišné od granitoidů brunovistulika. Naopak vykazují podobnost s variskými granity moldanubika, Západních Karpat nebo Taurského okna v Alpách. V jednotlivých souvrstvích se materiál výrazně neliší, více bazičtější vzorky byly nalezeny v podmenilitovém souvrství.

Konkrétní závěry o zdrojové oblasti bude možné sestavit teprve poté, co budou v další etapě obdobně zpracovány lokality s výskytem klastů hornin krystalinika v prostoru Hostýnských vrchů. Bude také provedeno mikroskopické zhodnocení obsahu těžkých minerálů psamitů, určení jejich charakteru na mikrosondě a dále budou interpretovány již provedené geochemické analýzy a petrofyzikální měření psamitů a pelitů, které hrubě klastická tělesa obklopují.

Literatura

- Frasl G., Finger F. (1988): The "Cetic Massif" bellow the Eastern Alps - characterized by its granitoids. -Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 433-439.
- Hovorka D., Petrík I. (1992): Variscan granitic bodies of the Western Carpathians: the backbone of the mountain chain. -Spec. Vol. IGCP Project No 276, GÚDŠ, 57-66. Bratislava.
- Liew T. C., Finger F., Höck V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - Chemical Geology, 76, 41-55.
- Jelínek E., Dudek A. (1993): Geochemistry of Subsurface Precambrian plutonic rocks from the Brunovistulian complex in the Bohemian massif, Czechoslovakia. - Precambrian Research, 62, 103-125. Amsterdam.
- Němcová J. (1967): Příspěvek k exotickým horninám Chřibů. - Acta Univ. Palackianae Olomouc, Geogr. - Geol., 26, 61-81. Olomouc.
- Němcová - Hlobilová J. (1964): Příspěvek k exotickým horninám karpatské soustavy. - Acta Univ. Palackianae Olomouc, Geogr. - Geol., 17, Olomouc.
- Pearce J. A. & Harris N. B. W & Tindle A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - J. Petrology, 25, 956-983.
- Pokorný M. (1946): Příspěvek k poznání flyšového území na sv. Moravě se zvláštním zřetelem k exotickým valounům. - Čas. Zem. mus. Brno, 30. Brno.
- Soták, J. (1992): Evolution of the Western Carpathian suture zone - principal geotectonic events. - Geol. Zbor. Geol. carpath., 43, 6, 355-362. Bratislava.
- Štelcl J. (1989): Petrology and geochemistry of granitoid exotics of the Rača Unit of the Magura Flysch. - Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 6, 735-748. Bratislava.
- Štelcl J. (1991): Hlavní výsledky petrologického výzkumu krystalinických exotik račanské jednotky magurského flyše. - Zpr. geol. výzk. v r. 1991, 137-138. Praha.
- Štelcl J. (1993a): Hlavní výsledky petrologického výzkumu krystalinických exotik račanské jednotky magurského flyše. - Zpr. geol. výzk. v r. 1991, 137-138. Praha.
- Štelcl J. (1993b): Výsledky petrochemického studia krystalinických exotik račanské jednotky magurského flyše. - Zpr. geol. výzk. 138-140. Praha.

GRAVITAČNÍ PROUDOVÉ SKLUZY A SUŤOVÉ LAVINY V MIOCÉNU OKOLÍ MORAVSKÝCH A NOVÝCH BRÁNIC

Gravity mass flows and rock-avalanches in the Miocene deposits at the Moravské and Nové Bránice surroundings

(24-34, Ivančice)

Mojmír Hrádek

Ústav geoniky AV ČR Ostrava, pobočka Brno, Drobného 28, p.p.23, 613 00 Brno

Key words : Gravity mass flows, rock-avalanches, tectonic valleys and grabens, submarine canyons and slope rills

Abstract: Origin of two kinds of mass wasting in relations to the Miocene fault failures founded on both sides of Jihlava tectonic valley at the Bohemian Massif flexural bend is discussed. First one composed from clastic particles dispersed in green clay has been specified as liquified and remolded subaqueous slump converted into blocky debris flow. Second one has features of breccia with calcareous sandstone matrix interpreted as material of a rock-avalanche deposited in a mud of the Upper Miocene bay bottom.

Projekt č. 103/95/1536 GAČR

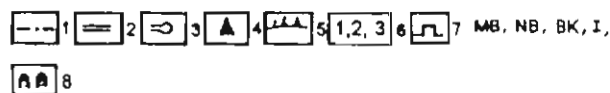
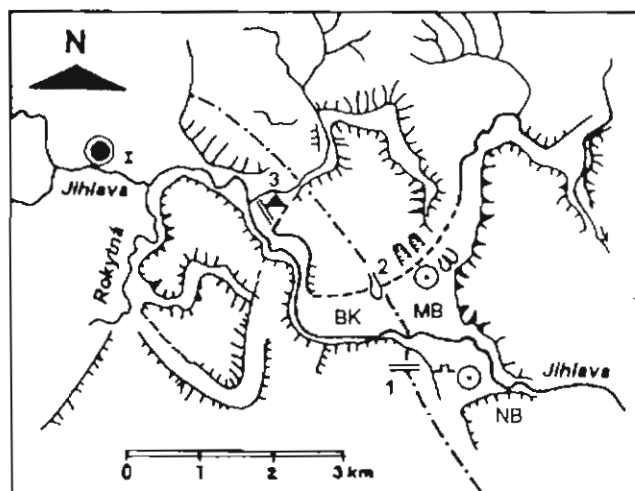
Úvod

V jarních měsících roku 1995 byly v okolí Moravských a Nových Bránic a dále ve směru na Ivančice vyhloubeny výkopy pro uložení druhé větve plynovodu. Ve výkopech s miocenními sedimenty byly v odkryvech

a v Bránické kotlině, po překonání řeky Jihlavy mění směr k severozápadu. Takto pokračuje dále k Ivančicím (Obr. 1). Z geodynamických jevů byly z okolí Moravských Bránic popsány miocenní sedimenty porušené sesuvy (Havlíček, Pálenský 1994).

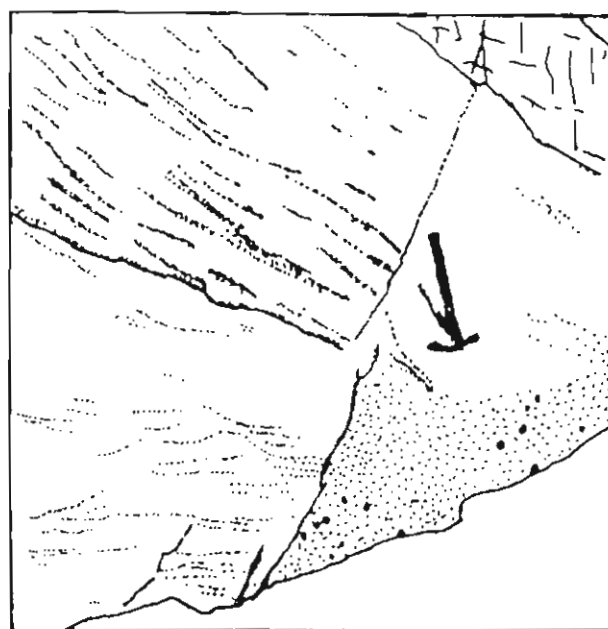
Tektonické porušení miocénu

Jihozápadně od Nových Bránic, nad údolím Jihlavy (250m n. m.), bylo zjištěno porušení miocenních sedimentů přesmyky na zlomech. Ve výkopech byly zastíženy jemné, šikmo zvrstvené, žlutošedé až bělavěšedé, křemité a



Obr.1 Schéma kameho reliéfu kotlin a hrází v okolí Moravských a Nových Bránic s vyznačenou trasou plynovodu. Vysvětlivky: 1-trasa plynovodu. 2-lokality se zlomovým porušením miocenních sedimentů, nebo se zlomovými kontakty. 3-gravitační proudové skluzy. 4-suťové laviny. 5-zlomové svahy hrází. 6-popisované lokality: 1- u Nových Bránic, 2- U Písařovských, 3- Ivančice - letoviště. 7- pískovna v Nových Bránicích u hřbitova. 8-svahové rýhy. MB-Moravské Bránice. NB-Nové Bránice. BK-Bránická kotlina. I-Ivančice.

zjištěny disjunktivní a gravitační proudové struktury. Těmto geodynamickým jevům, které rovněž charakterizují sedimentační prostředí miocénu, byla u nás dosud věnována malá pozornost. Trasa plynovodu přichází k Novým Bránicím ze směru od JJV, od Trboušan

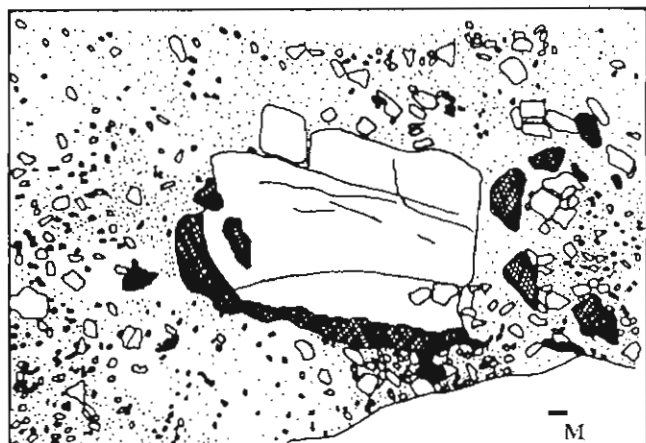


Obr.2 Jemné (vlevo dole) a hrubé (vlevo nahoře) písky rzhakiových vrstev ottnangu porušené přesmykem jv. od Nových Bránic. Měřítko viz kladivo.

slídnaté písky, místy s polohami hrubého písku až šterku. Náležející rzhakiovým vrstvám ottnangu, které v nezjištěné mocnosti pokrývají širší oblast od Maršovic, Jezeřan k

Pravlovu a Němčičkám. Šikmé zvrstvení písků vysoko nad údolím Jihlavy v Bránické kotlině není pravděpodobně výraz primární sedimentární textury, ale spíše projev deformace, která posléze přerostla ve vznik disjunktivních struktur (Obr. 2), zřejmě v souvislosti se vznikem kotliny. Z tohoto pohledu je nepravděpodobné, že by také horizontálně zvrstvené pisky, s pozitivním gradačním

k ztekucení a prohnětení jílu, typickému pro podmořské gravitační proudy (Einsele 1992). Ke vzniku proudu dochází následkem vysokého obsahu vody v sedimentech na podvodních svazích vznikem metastabilních vazeb mezi zrny a jejich přechodem do tekutého stavu o vysoké hustotě a viskozitě. Pevnost ve smyku materiálu přitom klesá k nule. Zkapalněná hmota stéká dolů ze svahu i při velmi malém



Obr. 3 Svřchní část gravitačního proudového skluzu na plošině U Pisařových s metrovým blokem granodioritu uprostřed a dalšími ostrohrannými úlomky metabazitů, aplitických hornin, valouny křemene a jurských rohovců, spolu s agregáty zvětralého granodioritu (tmavě šrafované), vše rozptýlené v základní hmotě šedozeleného převážně písčitého jílu. V pravém dolním rohu měřítko 10 cm (M).



Obr. 4 Tektonický kontakt zpevněného vápenného, brekciového pískovce s granodiority brněnského masivu, v zářezu trati u žel. zastávky Ivančice-letovisko.

zvrstvením, odkryté v pískovně u hřbitova v Nových Bránicích, dosud považované za rzehakiové (Hladilová, Zdražilová 1959; Hrádek 1992) odpovídaly stáří ottanangu. Jejich pozice v Bránické kotlině odpovídá nejmladší, poslední fázi plně tektonické kotliny, nejspíše spodnobadenské.

Gravitační proudové skluzy

Na protější, severní straně údolí, nad železniční tratí, na plošině U Pisařových (274 m n.m.), byly ve výkopu zjištěny miocenní sedimenty, jejichž základní hmotou je šedozelený jíl. V něm jsou rozptýleny klastické částice od velikosti písku po metrové bloky granodioritu, pegmatitu či aplitu a dalších derivátů brněnského masivu, s valouny křemene a jurského rohovce, vložky hnědého písku a detritických agregátů granodioritu (obr. 3). Tento chaotický sediment je součástí proudu, který překrývá a seřezává horizontálně zvrstvené, šedozelené, na puklinách vápennité jíly až jílovité pisky a hrubé bělavěšedé a hnědé pisky. Zjištěná délka proudu dosahuje 120 m, mocnost, denudací redukovanou, nebylo nmožno zjistit. V proximální části jsou v jeho podloží hnědé slabě opracované pisky.

Šedozelený jíl, který tvoří základní hmotu proudu, byl nalezen i na řadě dalších míst z. od Moravských Bránic. Představuje polohu pokrývající skalní podloží granodioritů a metabazitů v podloží kvartérních sedimentů. V řadě případů byl tento jíl "zateklý" i v puklinách hornin. Jeho zvětralínový původ je pravděpodobný.

Dokonalé rozptýlení klastické složky v základní jílové hmotě je dokladem toho, že při vzniku proudu došlo

sklonu, podléhá prohnětení a celkovému rozložení a stává se pomalým plastickým suťovým proudem.

Suťové laviny

Z hlediska existence nestabilního prostředí se jeví v jiném světle i geneze málo opracovaných, balvanitých, částečně zpevněných sedimentů v suťovém vývoji, odkrytých v zářezu železniční trati u zastávky Ivančice-letovisko, na bázi brněnských písků spodního badenu (Cicha a Tejkal 1958; Krystek 1974) (Obr. 3). I tyto je možno považovat za výsledek diastrofické události. Základní hmotou je ale v tomto případě vápenný pískovec, v němž jsou rozptýleny převážně ostrohranné klasty hornin brněnského masivu spolu s valouny křemene, závalky zeleného jílu a schránkami rzehakií. Výsledný sediment je nyní interpretován jako vápenný brekciovitý až slepencovitý pískovec vzniklý uložením materiálu zřícených skalních bloků ve formě suťové laviny v prostředí bahnitého kalu dna zálivu spodnobadenského moře, které vyplňovalo hluboké údolí Jihlavy. Smíšení ostrohranných a opracovaných úlomků a valounů je zřejmě výsledkem subaerického zřícení skalních bloků s pokryvem starších miocenních sedimentů. Diastrofický původ podporuje i nálezy dislokace, tvořící kontakt vápenného slepencovitého pískovce s brněnským masivem směru 345° s úklonem 40° k SZ, která unikla pozornosti dřívějšího výzkumu. Brekciovitý pískovec tvoří několik lavic až 0,5 m mocných, ukloněných mírně k SV.

Vznik gravitačních proudů i řízení suťových lavin na jihovýchodním okraji Českého masivu je dáváno do vztahu s tektonickými pohyby v období na rozhraní karpatspodního baden. v souvislosti s vyklenutím a ohybem okraje

Českého masivu a tektonickým vývojem údolí Jihlavy (Hrádek 1992; Hrádek 1995a; Hrádek 1995b). Kromě tektonického porušení rzhakiových písků ottnangu je dokladem těchto pohybů i tektonický kontakt sedimentů suťových lavin s brněnským masivem.

Gravitačními polyby byly postiženy převážně sedimenty staršího miocénu, zejména ottnangu. Sedimenty gravitačního proudu z plošiny U Písařových je možno dávat do souvislosti s mocnými akumulacemi pestrých, šedo zelených, rudě skvrnitých a okrově hnědých písčitých jíílů s valouny křemene a bloky granodioritu, popsány ze dna severní větve Bránické kotliny, od samoobsluhy v Moravských Bránicích (Hrádek 1992). Tyto pestré, rovněž chaoticky uspořádané sedimenty náležejí se vši pravděpodobností k pestrým sedimentům ottnangu, které jsou z širší oblasti dobře známy (Čtyroký 1991). V nadloží pestrých jíílů jsou horizontálně zvrstvené písky s vložkami vápniatých slepencovitých pískovců, značně podobných oněm od zastávky Ivančice-letovisko. Písky byly, podobně jako v Nových Bránicích, dosud považovány za rzhakiové vrstvy (Hrádek 1992), je však nanejvýše pravděpodobné, že se jedná o brněnské písky spodního badenu. Tvoří vyšší stupeň dna Bránické kotliny (250m n.m.), k němuž lze nyní přičíst i poněkud vyšší plošinu U Písařových.

Svahové rýhy

Pohybující se gravitační proudy a skluzy působí erozně na své podloží a jsou odpovědné za vznik svahových rýh a prohlubování podmořských kaňonů (Pratson et al., 1994).

Podobný způsob vzniku erozních rýh je předpokládán i na tektonicky deformovaných svazích východního i západního okraje Brněnské kotliny, v prostoru Lesné, Líšně a Kamenného vrchu (Hrádek 1991). Rovněž ve vyšší části svahů Bránické kotliny se nachází několik systémů erozních rýh, vyloučených ve skalním podloží brněnského masivu, s pozdější výplní mladších miocenních a kvartérních sedimentů. Následnou subaerickou erozí byly tyto původní rýhy znovu obnoveny do podoby dnešních strží. Vznik podmořských kaňonů a rýh činností gravitačních proudů, jejichž akumulace se hromadí při úpatí zlomových svahů, se často dává do vztahu s výskytem svahových poruch. Jejich existence byla v okolí Bránické i Brněnské kotliny rovněž potvrzena (Hrádek 1991; 1995).

Závěr

Svahy kotlin ve vnější západní části karpatské předhlubně, na styku s hráštěmi brněnského masivu a v záblaví podmořských kaňonů vranovického a nesvačického, poskytovaly v období na rozhraní karpatspodní baden podmínky pro vznik gravitačních proudů, suťových lavin, jejich erozní působení na skalní podloží a vznik podmořských rýh. Diastrofické jevy byly vázány na stressová pole zón gravitačního rozvolnění v neotektonicky ovlivněném reliéfu. Projevy nestability některých svahů se datují již od konce miocénu.

Literatura:

- Cicha I., Tejkal J. (1958): Paleontologické poměry spodnotortonických písků v okolí Oslavan a Syrovic (vněkarpatská pánev na Moravě). - Čas. Min. Geol., 3, 1-15. Praha.
- Čtyroký P. (1991): Členění a korelace eggenburgu a ottnangu v jižní části karpatské předhlubně na jižní Moravě. - Západní Karpaty, geológia 15, 67-109. Bratislava.
- Einsele G. (1992): Sedimentary basins. - Springer-Verlag, 628s. Berlin.
- Havlíček P., Pálenský P. (1994): Nové kvartérní lokality z okolí Moravských Bránic. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1993, 30-32. Praha.
- Hrádek M. (1987): Strukturně geomorfologické postavení reliéfu okolí Brna v kontextu vývoje jihovýchodního okraje Českého masivu. - Sb. prací, GGÚ ČSAV, 89-110. Brno.
- Hrádek M. (1991): Geomorfologická analýza Brněnské kotliny. - Sb. ref. MU Brno, ČGS a GGÚ ČSAV, 117-129. Brno.
- Hrádek M. (1992): Miocén a morfotektonika údolí Jihlavy. - Knih. Zem. Plyn Nafta., 15, 67-81. Hodonín.
- Hrádek M. (1995a): Introduction into the Project "Stability relations of supporting systems of bridges and tunnels in stress fields of zones of gravitational spreading". - Studia geographica 98, IG AVČR, 140-162. Brno.
- Hrádek M. (1995b): Tektonické a gravitační tvary v údolí Jihlavy na jv. okraji Českého masivu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 111-112. Brno.
- Hrádek M. (1996): Valleys of the eastern margin of the Bohemian Massif: brief outline of their origin, age and natural hazards. - Acta montana IRSM AS CR, 1-13. Praha.
- Hladilová Š., Zdražilová N. (1989): Paleontologické lokality karpatské předhlubně na Moravě. - Přír. fak. UJEP, 107s. Brno.
- Krystek I. (1974): Výsledky sedimentologického výzkumu sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni na Moravě. - Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyn. brno, Geol., 15, 25, 8, 1-32. Brno.
- Pratson L.F. et al. (1994): Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows. - Geol. Soc. Am. Bull., v. 166, 3, 395-412. Boulder.

NÁLEZ BOIDNÍHO HADA (SERPENTES; BOIDAE) Z MIOCÉNU U IVANČIC (JIŽNÍ MORAVA)

Discovery of a boid snake (Serpentes; Boidae) from the Miocene near Ivančice (South Moravia)

(24-34, Ivančice)

Martin Ivanov

Katedra geologie a paleontologie PFF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Paleoherpetology, snakes, Boidae, determination, fossil history, Miocene, Moravia.

Abstract

One fragmentary trunk vertebra of a large Tertiary constrictor (Serpentes; Boidae) is described originating most probably from the Upper Ottnangian deposits. It concerns a unique finding in the area of the Czech Republic. The presence of this boid snake in Moravia supports the opinion that the large members of Boidae survived in the Central European area at least until the Lower Miocene.

Úvod

Popsaný materiál pochází z lokality Ivančice (jz. od Brna). Jediný dochovaný fragment hadího obratle náleží paleontologickým sbírkám Katedry geologie a paleontologie Masarykovy univerzity v Brně. Obratel byl doc. Kalabísem taxonomicky přiřazen k lacertiliím již před více než 45 lety, avšak nedávné studium jednoznačně prokázalo, že se nejedná o obratel lacertilií, nýbrž o fragment obratle boidního hada.

Stratigraficky materiál není možno jednoznačně zařadit, s jistotou lze potvrdit pouze fakt, že spadá do období mezi svrchním ottnangem a spodním badenem. Pravděpodobnější se zdá být varianta, že se jedná o ottnangský materiál pocházející z redeponovaných brakických sedimentů rzhakiových vrstev.

Systematika

Řád: Serpentes LINNAEUS, 1758
Podřád: Alethinophidia NOPČSA, 1923a
Čeleď: Boidae GRAY, 1825
Boidae

Materiál: 1 fragmentární trupní obratel (MUE-1078)

Popis obratle:

Obratel je značně fragmentární a je rozčleněn na dvě části (původně celkem na čtyři, ale tři fragmenty jsou spolu slepeny) - kompletní ventrální část obratle a zygosphen s bází neurálního spinu. Prakticky se vůbec nedochovala jeho zadní dorzální část, takže nelze sledovat tvar neurálního oblouku, oblast zygantara a tvar postzygapofyzálních artikulárních plošek. Neurální spin je odlomen poblíž své báze. Pravá paradiapofýza je také fragmentární.

Z laterálního pohledu (Obr. 1A, 1E) je obratel nápadně vysoký a krátký. Báze neurálního spinu se nachází dost blízko předního okraje zygosfenu. Dochoval se pouze pravý laterální otvor, který se nenachází v žádné depresi a je dobře viditelný. Paradiapofýzy mají ledvinitý tvar a nejsou dobře rozděleny na para- a diapofýzy. Subcentrální hřbety jsou jasně vyvinuty a ve střední části jsou obloukovitě prohnuty v dorzálním směru. Sahají od parapofýz až téměř k bázi kotylu.

Z dorzálního pohledu (Obr. 1B, 1G) byl obratel nejspíše jasně širší než delší. Lze pozorovat pouze bázi neurálního spinu, která je výrazně široká. Směrem dopředu se báze neurálního spinu jasně zužuje, naopak nejširší byl neurální spin v zadní části. Okraj zygosfenu je z dorzálního pohledu takřka přímý, avšak uprostřed se nachází malá mediální tuberkula. Mírně vyvinuté laterální laloky jsou silně stavěné. Prezygapofyzální artikulární plošky jsou oválné, prezygapofyzální výběžky jsou velmi malé a jen nepatrně přesahují okraje prezygapofyzálních plošek. Přední okraj zygosfenu spolu s předními okraji artikulárních plošek tvořily přímou linii.

Z ventrálního pohledu (Obr. 1C) lze pozorovat velmi výrazný hemální kýl, který se ve stejné šíři táhne od spodního okraje kotylu až k bázi kondylu. Hemální kýl je relativně široký a jeho ventrální ohraničení je přibližně obloukovité. Subcentrální žlábků jsou hlavně v přední části široké a celkově mělké. Subcentrální otvory jsou malé, ale velmi dobře viditelné.

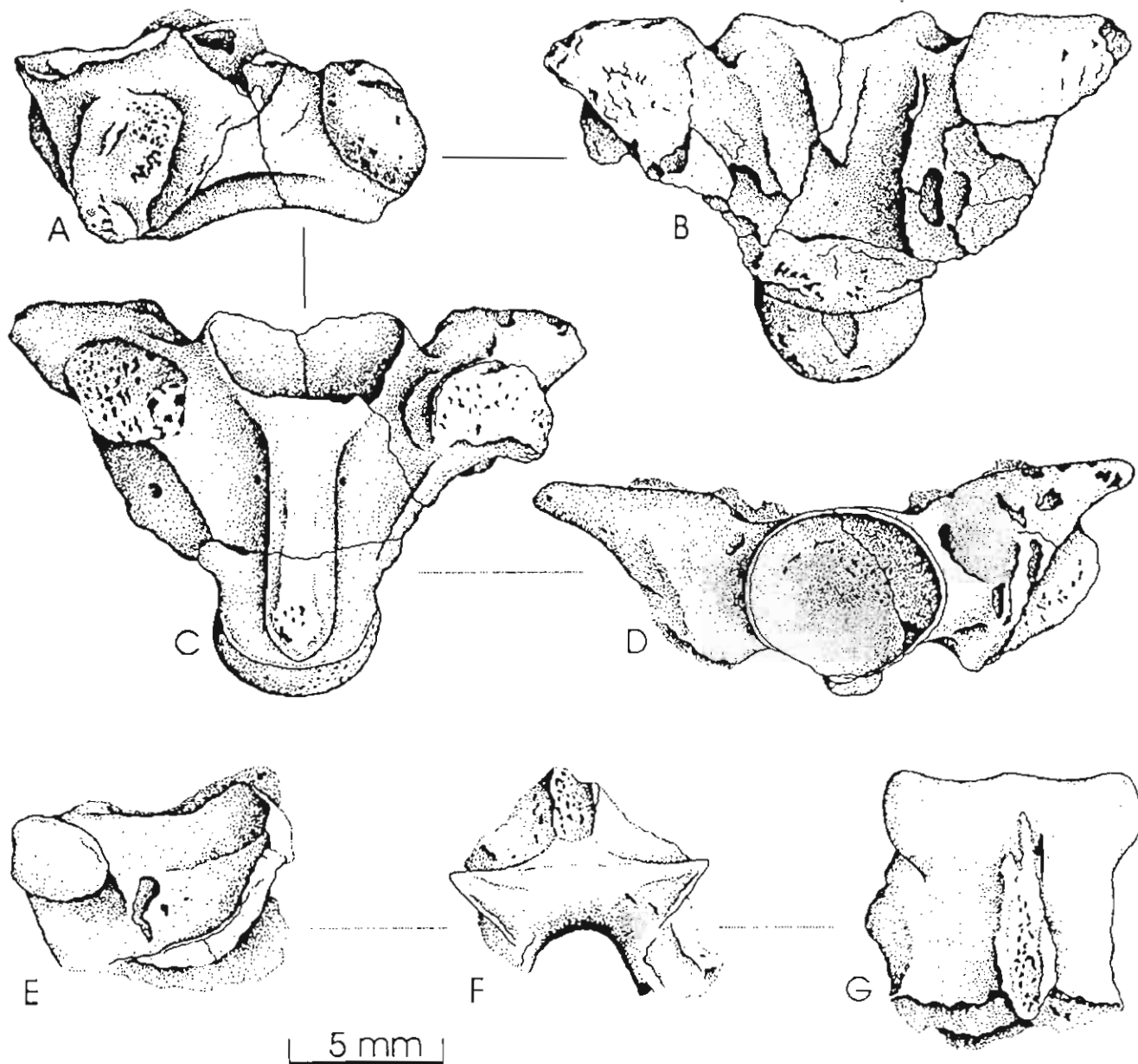
Z předního pohledu (Obr. 1D, 1F) je zygosfen masivně stavěn a je velmi slabě konkávní. Laterální artikulární plošky zygosfenu mohou nepatrně převýšit přední okraj zygosfenu, který je širší než kotylus. Kotylus je okrouhlý a je mírně dorzo-ventrálně zploštělý. Laterálně od kotylu jsou po obou stranách vyvinuty velmi hluboké deprese, avšak parakotylární otvory zcela chybí. Prezygapofýzy jsou nepatrně namířeny dorzálně. Neurální kanál měl původně přibližně subtriangulární až různoběžný průřez.

Diskuse

Nalezený fragment obratle nepochybně náleží velkému boidnímu hadovi, o čemž by svědčil i velmi nízký poměr CL/NAW (Tento poměr by byl zcela jistě menší než 1,00 - což je pro hady čeledi Boidae typické - , avšak přesná hodnota tohoto poměru nebyla zjištěna vzhledem k nemožnosti změřit šířku centra obratle (NAW)). V důsledku velké fragmentárnosti a absenci většího množství fosilního materiálu je nemožné obratel přesně taxonomicky zařadit. Morfologicky se obratel podobá nejvíce některému ze zástupců podčeledi Boinae, a to především druhu *Bavarioboa hermi* SZYNDLAR &

SCHLEICH, 1993. Tento druh byl nalezen i na české spodnomiocenní (MN 4) lokalitě Dolnice u Chebu, kde většinou ne příliš dobře zachované obratle Szyndlar (1987) původně přiřadil k druhu cf. *Gongylophis* sp. (dnes je rod *Gongylophis* rozšířen v Indii a na Cejloně). S rodem *Bavarioboa*, popsaným hlavně z Bavorských lokalit - Petersbuch 2 (u Eichstättu), Rothenstein 13 a Elrenstein 7 (Szyndlar & Schleich, 1993) -, má obratel následující

předního pohledu výrazně zvednuty nahoru 3. Metricky, neboť obratel z Ivančic je mnohem větší, než je u rodu *Bavarioboa* obvyklé. Ze vzorku 266 trupních obratlů (Szyndlar & Schleich, 1993) dosahuje největších rozměrů právě holotyp: délka centra obratle (CL) = 6,8 mm; šířka centra (NAW) = 8,0 mm; vzdálenost mezi vnějšími okraji prezygapofyzálních artikulačních plošek (PR-PR) = 12,0 mm. Obratel z Ivančic však disponuje mnohem většími rozměry:



Obr. 1 Boidae: A, B, C, D - fragment ventrální části obratle; E, F, G - kompletní zygosfen s dochovaným fragmentem dorzální části neurálního oblouku a bází neurálního spinu.

společné znaky: 1. Neurální oblouk v oblasti zygantara byl z laterálního pohledu nejpravděpodobněji jasně zvednutý (to lze vidět na fragmentu se zygosfenem, se kterým se v malé míře dochovala i přední dorzální část neurálního oblouku); 2. Paradiapofýzy jsou posunuty dolů; 3. Vývinut je výrazný a relativně široký hemální kýl. Existují zde však i značné rozdíly: 1. Zygosfen není z dorzálního pohledu zcela přímý, ale uprostřed se nachází drobná mediální tuberkula; 2. Laterální okraje prezygapofýz nejsou z

CL = 9,98 mm; NAW = ?; PR-PR = 17,98 mm; šířka zygosfenu (ZW) = 7,98 mm; šířka a výška kotly (CTW) = 6,56 mm a (CTH) = 5,88 mm.

Čeď Boidae je v evropském terciéru zastoupena hlavně podčeledmi Boinae, Pythoninae a Erycinae. Podčeď Erycinae se od zbývajících dvou výrazně liší (bližší informace o této podčeďi viz např. Hoffstetter & Rage, 1972). Avšak obecně na základě obratlů nelze vzájemně odlišit podčeď Boinae od podčeďi

Pythoninae. Jediným vodítkem může být výlučná absence parakotylárních otvorů u Pythoninae, zatímco u Boinae se parakotylární otvory mohou (ale také nemusí) vyskytnout (Szyndlar & Schleich, 1993). Obratel z Ivančic nemá vyvinuty parakotylární otvory, avšak tento znak sám o sobě nestačí k zařazení do podčeledi Pythoninae. Dochované části obratle byly srovnány pouze s fosilními nálezy hadů podčeledi Boinae, zvláště se shora zmíněným druhem *Bavarioboa hermi* SZYNDLAR & SCHLEICH, 1993, který je - spolu s dobře zachovaným obratlem přiřazeným k morfotypu "Boinae indet. D" z lokality Herrlingen 8 (svrchní oligocén) (Szyndlar, 1994) - nepochybným fosilním zástupcem této podčeledi.

K podčeledi Boinae se v dnešní době řadí také všechny druhy rodu *Palaeopython* (s výjimkou druhu *Palaeopython sardus* PORTIS, 1901 - dnes je tento střednomiocenní had pocházející z italské lokality Monte Albu přiřazován nejspíše k rodu *Python* (Rage, 1984)). Druh *Palaeopython filholi* ROCHEBRUNE, 1880 - známý ze svrchního eocénu Francie (Rage, 1984) - se od obratle z Ivančic liší tvarem zygosfenu, šířkou neurálního spinu a delšími prezygapofyzálními výběžky. Obratle jednoho z největších známých evropských terciérních hadů - druhu *Palaeopython cadurensis* (FILHOL, 1877) ze svrchního eocénu Francie (Rage, 1984) - pravděpodobně dosahovaly podobných rozměrů jako má obratel z Ivančic.

Fosilní zástupci podčeledi Pythoninae byli v Evropě nalezeni jen vyjimečně. Szyndlar & Böhm (1993) popsali jediného opravdového pythona (zatím bez bližšího zařazení) z lokality Messel u Darmstadtu v Německu (střední eocén), avšak dosud byly popsány pouze kraniální elementy. Dalším známým terciérním pythonem je dosud nepopsaný had patřící nejspíše k rodu *Python* (dle perfektně zachované kosti palatinum) z francouzské lokality Vieux Collonges (spodní miocén) a do podčeledi Pythoninae pravděpodobně náleží také

Palaeopython sardus PORTIS, 1901 (= ? *Python sardus* (viz Rage, 1984)). Oba posledně zmínění hadi se také vyznačovali velkými rozměry.

Závěr

1. Nalezený obratel je přiřazen dle morfologických znaků do čeledi Boidae - jednat se může pouze o zástupce podčeledi Boinae nebo Pythoninae - a metricky se shoduje s obratli největších nalezených terciérních zástupců této čeledi.

2. Stratigrafické stáří obratle může kolísat v rozpětí od nejsvrchnějšího ottnangu po sp. baden. Pokud obratel náleží do podčeledi Boinae a pokud obratel pochází z redeponovaných sedimentů ottnangu, pak nelze vyloučit, že velcí zástupci podčeledi Boinae mohli přežít z eocénu přes celý oligocén až do spodního miocénu. Tento fakt by stál v opozici vůči tvrzení Szyndlara & Schleicha (1993), že potenciální přežívající zástupci této podčeledi náleželi velmi malým hadům.

Pokud obratel pochází ze spodnobadenských sedimentů in situ, pak můžeme potvrdit, že velcí vymřelí zástupci podčeledi Boinae prokazatelně přežili až do období středního miocénu.

3. V případě, že nalezený obratel náleží k podčeledi Pythoninae, pak tento nález dokládá další velmi mladý evropský výskyt této podčeledi.

Poděkování:

Děkuji doc. ing. Š. Hladilové, CSc. za zapůjčení materiálu ke studiím, prof. RNDr. R. Musilovi, DrSc. za připomínky k textu a prof. RNDr. R. Brzobohatému, CSc. za ústní konzultace týkající se především stratigrafického zařazení. Zvláštní dík náleží prof. Dr. Z. Szyndlarovi z Institutu PAN v Krakově za cenné připomínky k determinaci materiálu a za některé nejnovější poznatky o fosilních zástupcích evropských boidních hadů.

Literatura:

- Hoffstetter R. & Rage J.-C. (1972): Les Erycinae fossiles de France (Serpentes, Boidae). Compréhension et histoire de la sous-famille. - Annales de Paléontologie (Vertébrés), 58, 1, 81-124. Paris.
- Rage J.-C. (1984): Handbuch der Paläoherpetologie 11. Serpentes. - 80 pp., Gustav Fischer. Stuttgart.
- Szyndlar Z. (1987): Snakes from the Lower Miocene locality of Dolnice (Czechoslovakia). - J. Vertebr. Paleont., 7, 55-71. Lawrence.
- Szyndlar Z. (1994): Oligocene snakes of the Southern Germany. - J. Vertebr. Paleont., 14, 1, 24-37. Lawrence.
- Szyndlar Z. & Böhm W. (1993): Die fossile Schlangen Deutschlands: Geschichte der Faunen und ihrer Erforschung. - Mertensiella, 1993 (3), 381-431. Bonn.
- Szyndlar Z. & Schleich H. H. (1993): Description of Miocene Snakes from Petersbuch 2 with comments on the Lower and Middle Miocene Ophidian faunas of Southern Germany. - Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B., 47 pp., 10 figs. Stuttgart.

GEOMORFOLOGICKÝ A GEOLOGICKÝ VÝZKUM NĚKTERÝCH LOKALIT V MAGURSKÉM FLYŠI

Geomorphological and geological research of some localities in the
Magura Flysch

Karel Kirchner¹, Oldřich Krejčí², Petr Roupec²

¹ Ústav geoniky AV ČR, pobočka Brno, Drobného 38, p. box 29, 613 00 Brno

² ČGÚ pobočka Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: *Magura Flysch, Carpathians, turbidites, geomorphology, sedimentology, structural geology*

V zaměření současných geomorfologických výzkumů se začíná vyčleňovat směr výzkumu inventarizačního. Podává přehled zejména o druhu, počtu a rozšíření geomorfologických objektů, specifikuje jejich morfometrické a morfologické charakteristiky a základní genezi jak tvarů tak jevů, které se liší v závislosti na typech a charakteru reliéfu daného území.

Geomorfologické interpretace geneze vybraných tvarů reliéfu a jejich hodnocení z hlediska vědeckého významu pro vývoj širšího území je nezbytné provádět v úzké spolupráci s geology, kteří bádají na dané lokalitě. Spojení geologických a geomorfologických poznatků umožňuje nejen nový náhled na zkoumanou problematiku (např. geneze mezotvarů a mikrotvarů v závislosti na strukturálně geologických a sedimentologických poměrech hornin), ale i poskytnutí pádných argumentů o významu tvarů reliéfu krajiny z hledisek ochrany přírody, vědecko-poznávacího a regionálně-vlastivědného. Společné geologické a geomorfologické výzkumy se podařilo uskutečnit na Vsetínsku, v oblasti, která je tvořena horninami magurského flyše.

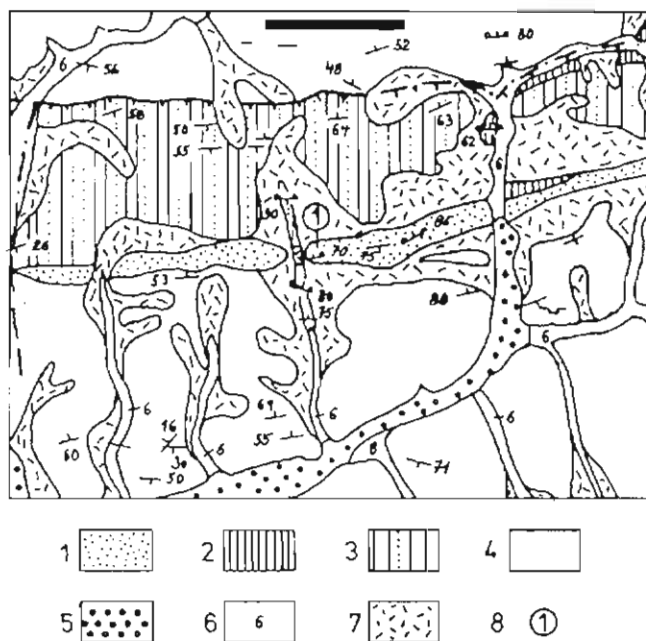
Území zájmové oblasti je tvořeno velmi pestrým a členitým erozně-denudačním a strukturálně-denudačním reliéfem flyšových vrchovin a hornatin. Tvarová pestrost je doplněna řadou menších či rozsáhlejších pískovcových skalních útvarů, na které jsou vázány drobné povrchové tvary zvětrávání, místy se vyskytují i tvary podzemní (puklinové a rozsedlinové pseudokrasové jeskyně). Ve Vsetínských vrších bylo zaznamenáno 28 lokalit s výskytem skalních tvarů. V Javorníkách je skalních tvarů méně, jsou vázány na území Pulčínské hornatiny (Hradisko).

Ve Vsetínských vrších byla zpracována lokalita Valova skála. Nachází se asi 3 km sv. od Vsetína v západním svahu kóty Snož v nadm. výšce 550 m (katastr Vsetín). Jedná se o strukturálně podmíněný svahový skalní útvar modelovaný mechanickým zvětráváním dosahující celkové výšky 38 m. Nejvyšší skalní stěna, vysoká 26 m, tvoří jihozápadní ukončení útvaru.

Izolovaný svahový skalní útvar, vysoký asi 38-39 m, je tvořen lukovskými vrstvami soláňského souvrství (račanská jednotka magurského flyše) paleocenního stáří. Geologická skica okolí lokality je na Obr. 1. Skalní útvar sestává z několika mohutných lavic, místy amalgamovaných, drobnozrnných slepenců až hrubě

i středně zrnitých pískovců. Pískovce jsou hnědošedé, křemité a drobové. Ze sedimentologického hlediska vznikly tyto horniny usazením z hustých turbiditních suspenzí, případně až ze zmotoků (pískotoků). Převažující texturou je gradační zvrstvení intervalu T₁ Boumovy sekvence. Další turbiditní typy textur se vyskytují zcela podřadně a jsou odhaleny ve svrchních partiích skalního útvaru, modelovaných intenzivně exogenními činiteli.

Ve spodní části skalního výchozu lze pozorovat v amalgamovaných lavicích pískovců asi 2 m hluboko zařízle koryto oblého tvaru, které je ve svrchní části asi



Obr. 1 Schematická geologická mapa okolí Valovy skály. Vysvětlivky: 1. soláňské souvrství - lukovské vrstvy; 2. belovežské souvrství; 3. zlínské souvrství - újezdské vrstvy; 4. zlínské souvrství - vsetínské vrstvy; 5. aluviální štěrkové sedimenty; 6. fluviální a deluviofluviální písčitohlinité sedimenty; 7. deluviální hlinitokamenité sedimenty; 8. lokalita Valova skála. Měřítko při severním okraji = 1 km

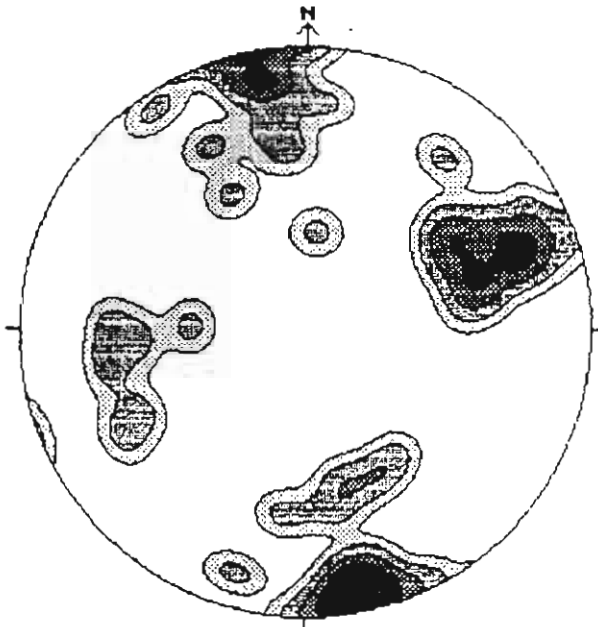
3 m široké. Ve dně koryta se nachází drobnozrnný slepenec v hrubě písčité matrix. V dalším hrubějším tělese nepravidelného, podle vrstevnatosti protaženého tvaru, mocném až 15 cm, byly pozorovány neopracované úlomky

rul, většinou do 2 cm velké. Při patě skalního výchozu byl úlomek metamorfitu o velikosti 15 cm.

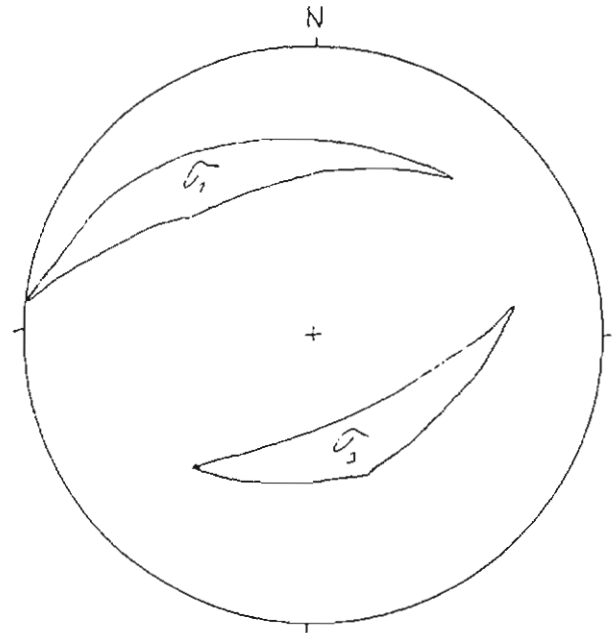
Ve vrcholové části skalního útvaru se nacházejí zajímavé morfologické tvary, podmíněné specifickými texturami sedimentu. Byly zjištěny vyšší části turbiditního rytmu, které tvoří morfologickou depresi. Rytmus začíná

jsou rozsahem a tvarovou rozmanitostí největším skalním městem v moravských flyšových pohořích. Vyskytují se jak povrchové, tak podzemní pseudokrasové tvary. Geologická situace je zakreslena na Obr. 4.

Vrcholová část Hradiska je tvořena pískovcovou plošinou (150 m délka, 80 m šířka), která je protažena ve



Obr. 2 Konturový diagram pólů zlomů na lokalitě Valova skála (počet měření: 53; izolinie: 1-2-4-7-9 %)



Obr. 3 Orientace σ_1 a σ_3 na Valově skále

několik metrů mocným, hrubě zrnitým pískovcem (bázi rytmu nelze pro neschůdnost lokalizovat) tvořícím interval T_a . Ve svrchní části rytmu se nachází jemně zrnitý pískovec, paralelně laminovaný (interval T_b), mocný asi 80 cm. V nejvyšší části se nacházejí paralelně laminované prachovce a prachovité jílovce, silně navětralé. V nadloží je bazální část nového rytmu, tvořená hrubě zrnitým pískovcem až drobně zrnitým slepencem s valounky do 1 cm.

Dále lze pozorovat několik decimetrů velké oblé dutiny, které vznikly vyvětráním a vypadnutím laminovaných paketů konvolutního zvrstvení (interval T_c). Na spodní vrstevní ploše jiného rytmu byly pozorovány přítmelené, tenké, patrně čeřinovitě laminované, jemně zrnité pískovce náležející ke spodnějšímu rytmu. Pískovce tvoří kruhovitě útvary lemující střední část tvořenou hrubějším nadložním pískovcem. Tyto útvary byly zřejmě postiženy tlakovou deformací nadložních vrstev (load cast).

Vrstvy jsou uloženy strmě, s průměrnou orientací S 350/70, a jsou překoceny. Celý skalní útvar je rozpuštěn a postižen zlomy (Obr. 2).

Analýzou orientace ploch zlomů a striací na nich metodou pravouhlých klínů jsme zjistili možné orientace hlavních směrů σ_1 a σ_3 napětí vázaného na dané zlomy. Orientace těchto směrů je na Obr. 3.

V Javorníkách byly sledovány skalní útvary na vrcholu Hradisko v Pulčinské hornatině.

Pulčinské skály (katastr Francova Lhota - Pulčín) se rozkládají na vrcholu Hradisko (773 m) severně Pulčína a

směru JZ-SV, mírně se sklání směrem sv., kde přechází do rozvodního hřbetu. Plošina je členěna puklinami, podél nichž se vyvinuly protažené deprese a sufozní procesy podmínily vznik závrtočných sníženin. Plošina je omezena na JZ, SV a JV pískovcovými sklaněními stěnami nebo strukturálně-denudačními svahy. Úklon vrstev na vrcholové plošině směrově kolísá a nepřesahuje 10°

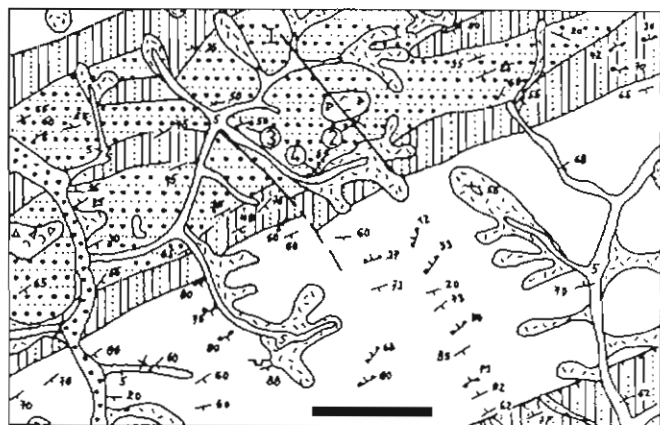
Severozápadní svah Hradiska je stupňovitý se stěnami mrazových srubů a kryoplanačními terasami, vzniklými mrazovým zvětráváním. Stěny jsou zvlněny skalními výklenky, voštinami, vystupují římsy a žebra. V nejvyšší části sz. svahu Hradiska tvoří pískovce luháčovických vrstev eocenního stáří až 18 m vysokou, strmou až převislou, skalní stěnu mrazového srubu. Od ní směrem do údolí vybíhá mohutný balvanový proud charakteru kamenného moře. Skalní stěna je tvořena jedinou mohutnou lavicí bez známek turbiditních textur Boumovy sekvence. Vyskytuje se několik drobných suťových jeskyní. Podél puklin směru S-J, ZSZ-VJV, členících mrazový srub vznikly dvě rozsáhlé jeskyně. Větší jeskyně s délkou průlezných chodeb téměř 50 m se nachází pod hříbovým skaliskem Kazatelna. Na sz. svahu Hradiska probíhala od roku 1967 do roku 1984 měření pohybu pískovcových bloků v kamenném moři (Demek, 1973 a 1986). Rychlost pohybu jednotlivých kamenných bloků činila ve sledovaném období od 0,0 do 400 mm. Většinou se však pohybovala do 1 cm za rok. V horní části sz. svahu Hradiska se vytvořilo malé

skalní město (asymetricky modelované skalní věže s projevy selektivního zvětrávání, drobné tvary zvětrávání).

Na jihozápadním svahu Hradiska vytváří pískovce skalní město Izby - pískovcový kaňon zaříznutý do strukturního svahu s výskytem jeskynních výklenků a jiných drobných tvarů zvětrávání.

Ve střední a horní části již. svahu Hradiska vystupují pískovce luhačovických vrstev, které jsou ukloněny

skal a útvaru Pět kostelů jsou tvořeny hrubě zrnitými pískovci až drobnozrnitými slepenci. Pískovce jsou šedé až hnědošedé, křemité, relativně dobře vyříděné. Tvoří velmi hrubé lavice zrnitoků až turbiditů s gradačním zvrstvením, dosahující mocnosti mnoha metrů. Turbiditní textury paralelní a čeřinovitě laminace intervalů Boumovy sekvence T_{bc} se vyskytují v rámci lavic pískovců pouze v

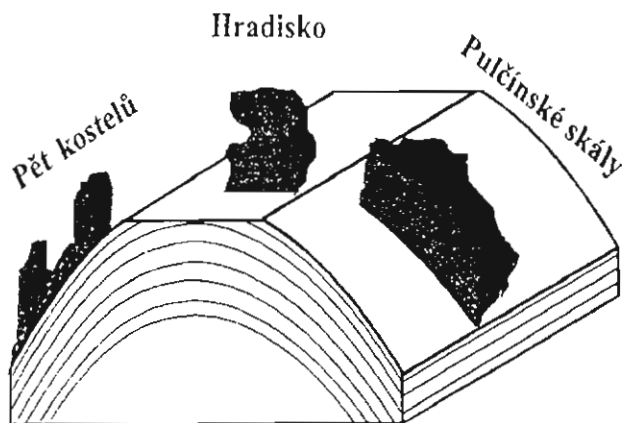


- | | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 6 | 7 | 8 | 9 | |

Obr. 4 Schematická geologická mapa okolí vrcholu Hradiska. Vysvětlivky: 1. zlínské souvrství - luhačovické vrstvy; 2. zlínské souvrství - újezdské vrstvy; 3. zlínské souvrství - vsetínské vrstvy; 4. aluviální štěrkové sedimenty; 5. fluvialní a deluviofluvialní písčitohlinité sedimenty; 7. blokové sesuvy; 8. lokality Hradisko (2), Pět kostelů (3) a Pulčinské skály (4); 9. linie schematického řezu. Měřítko při j. okraji = 1 km

převážně 65° k JJV a vytváří strukturně-denudační svah. Pískovce jsou příčně i podélně rozpukány. Při okrajích svahu se odlučují ve tvaru mírně konvexně prohnutých slupek, podobných exfoliacím. Ve svrchní části pískovcových vrstev na mírně ukloněných plochách se vyvinuly skalní mísy různé velikosti, často asymetrické, s odtokovým i bez odtokového žlábků. Největší skalní mísa má rozměry 120×80 cm, hloubku 80 cm. Při úpatí pískovcových stěn se vyskytuje několik výrazných jeskynních výklenků. V horní části je jižní svah Hradiska výrazně stupňovitý a střídají se mrazové srázy s mírně ukloněnými kryoplanačními terasami, často pokrytými ostrohrannou sutí.

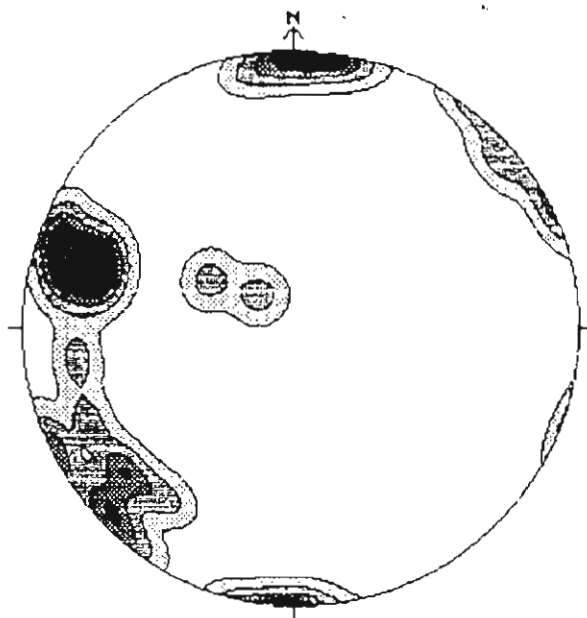
Směrem k Z vybíhá z vrcholové plošiny skalnatý hřbet, který je ve spodní části ukončen skalními výchozy, které se označují názvem Pět kostelů. Největší skalní útvar má délku asi 100 m a k jihu spadá kolmou, asi 30 m vysokou stěnou. Orientace vrstev činí $334/50$ a směrem k vrcholu Hradiska se velikost sklonu snižuje. Uložení vrstev je v normální poloze. Směrem k JZ od vrcholové plošiny vybíhá skalnatý hřbet s velmi známými skalními útvary, které tvoří výraznou skalní scénérii, dobře viditelnou z obce Pulčín. Orientace vrstev je $144/70$, a jsou v nepřekocené poloze. Vrstvy upadají k SZ strmou, až 20 m vysokou skalní stěnou se směrnou délkou asi 250 m. Pískovce Pulčinských



Obr. 5 Schematický řez antiklinálou na vrcholu Hradiska.

mocnostech do 1 m. Celý vrchol Hradisko s výše popsanými skalními hřbety i s vrcholovou plošinou je strukturně podmíněn. Je tvořen mohutnou antiklinálou pískovců luhačovických vrstev zlínského souvrství eocenního stáří. Řez touto antiklinálou je znázorněn na Obr. 5.

Všechny skalní útvary jsou zde postiženy zlomy



Obr. 6 Konturový diagram pólů zlomů na lokalitě Hradisko (počet měření: 30; izolinie: 1-3-6-9-15 %)

(Obr. 6), avšak zlomy se striacemi a indikátory směru pohybu se vyskytují prakticky pouze na Hradisku v rozsedlinových jeskyních. Mimo ně jsou striace a indikátory směru pohybu až na výjimky zničeny zvětrávacími procesy.

Literatura:

- Demek J. (1973): Debris movements on slopes in the Moravian Flysch Carpathians. - *Studia geomorphologica Carpatho-Balcanica* VII: 67-74. Kraków.
- Demek J. (1986): Kvantitativní výzkum svahových pohybů ve vnějších Západních Karpatech. - *Geografický časopis* 38 (2-3): 178-185. Bratislava.
- Demek J. (1964): Jeskyně ve flyšových pískovcích moravsko-slezských Karpat. - *Československý kras*, 15 (1963), 127-130. Praha.
- Kirchner K. (1977): Geomorfologické poměry povodí řeky Senice v moravsko-slovenských Karpatech. - *Studia geographica*, 56, 48 s. Brno.
- Kirchner K. (1994): Reliéf a významné skalní tvary na Vsetínsku. - MS, Archiv Ústavu geoniky AV ČR, Brno.
- Krejčí O. et al. (1995): Geologická mapa a Vysvětlující text, list 25-43 Vsetín. - MS, Archiv ČGÚ Praha.
- Wagner J. et al. (1990): Jeskyně Moravskoslezských Beskyd a okolí. - *Knihovna České speleologické společnosti*, 18: 1-130. Praha.

SPODNOOLIGOCENNÍ BAZÁLNÍ ŠITBOŘICKÁ UDÁLOST - KORELACE SEKVENČNÍ HRANICE VE ŽDÁNICKÉ JEDNOTCE A V SZ. PŘEDKAVKAZÍ

Early Oligocene Basal Šitbořice Event: correlation of the sequence boundary in the Ždánice Unit and NW Fore-Caucasus

Jan Krhovský

Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6

Key words: Rupelian, Ždánice Unit, Pouzdřany Unit, sequence stratigraphy, paleoclimate

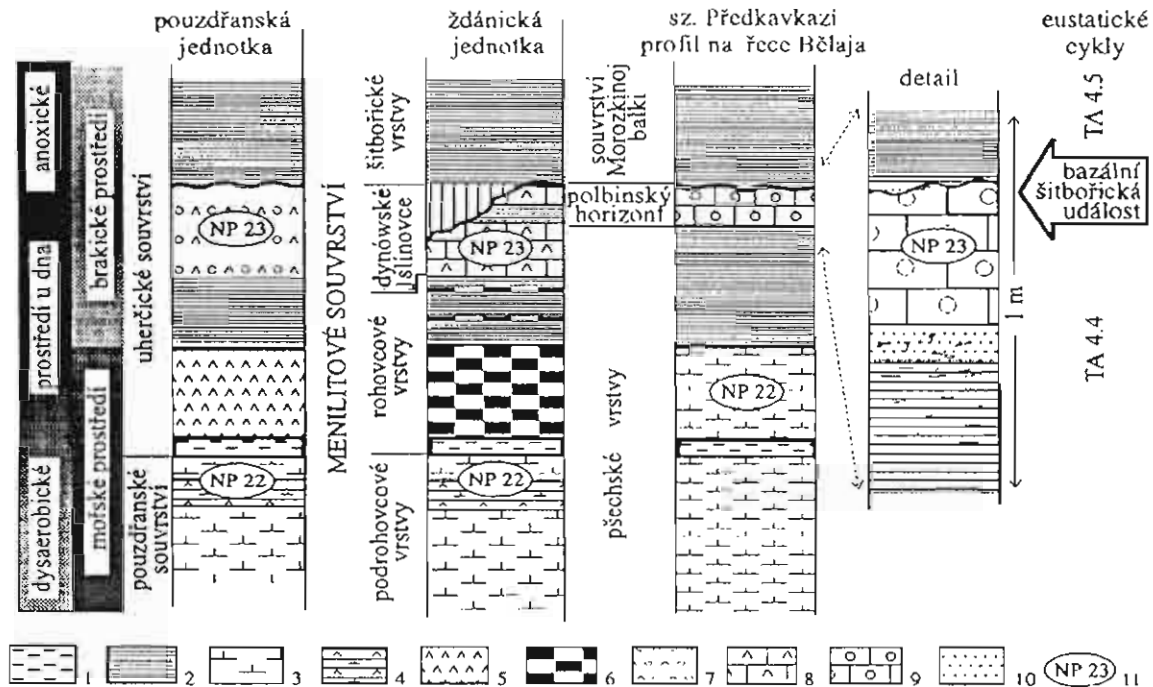
Stráník (1981) zjistil na mnoha profilech ve ždánické a podslezské jednotce na bázi šitbořických vrstev menilitového souvrství valounová bahna s klasty menilitových rohovců, popřípadě dynowských slínovců. Interpretoval je jako produkt synsedimentární submariní eroze. Krhovský a Djurasinovič (1993) zavedli pro tuto regionální změnu dynamiky sedimentace název bazální šitbořická událost a považovali ji za projev destabilizace sedimentačních těles v době eustatického poklesu hladiny mezi eustatickými cykly TA 4.4 a TA 4.5 ve smyslu Haq, Hardenbola a Vaila (1988).

Tuto hypotézu potvrzuje zjištění sekvenční hranice ve stejné stratigrafické úrovni v profilu majkopskou sérií podél řeky Bělaja na lokalitě Abadzechskaja (Adagejská republika, SNS) v sz. Předkavkazí. Sekvenční hranice se tam nachází mezi polbinským (= ostrakodovým) horizontem solenovského souvrství, reprezentovaným kokolitovou křídou s akmezonou *Dictyococcites ornatus* a *Transversopontis fibula* (biozóna NP 23) a nadložním souvrstvím *Morozkinoy balki*, tvořeným ve spodní části nevápnitými prachovci a prachovitými jílovci a ve svrchní části vápnitými jílovci a slíny biozóny NP 24. Polbinský horizont lze korelovat s dynowskými slínovci ždánické jednotky a souvrství *Morozkinoy balki* se šitbořickými vrstvami. Sekvenční hranice v Abadzechskoj má charakter úhlového přiléhání se slabými projevy submariní eroze.

Byla sledována na cca 200 m dlouhém profilu se subhorizontálním uložením vrstev. Faciální změny pod sekvenční hranicí svědčí o změnách cirkulace, prokysličení u dna a změnách salinity a mají obdobné trendy jako faciální změny v pouzdřanské a ždánické jednotce. Ve svrchní části pšechských vrstev (chadumské souvrství) v podloží polbinského horizontu ubývá vápnitosti. Převažují tmavě šedé destičkovitě rozpadavé slabě vápnité jílovce biozóny NP 22. Zhruba 12 m pod polbinským horizontem je 30 cm mocná vložka hnědých nevápnitých jílu s jarositem, kterou lze podle pozice srovnávat s nevápnitou polohou pod rohovci v menilitovém souvrství. Tato poloha může odrážet krátkodobou chladnější klimatickou oscilaci se zvýšeným přínosem srážkové vody. V nadložních vápnitých jílovcích lze najít vzácně křemitá jádra mikrofosilií. Podle pozice ve svrchní části nanoplanktonové zóny NP 22 lze tuto úroveň korelovat s marinními diatomity na bázi uherčického souvrství v pouzdřanské jednotce popřípadě s rohovci rohovcového členu ve ždánické jednotce. Šest metrů pod polbinským horizontem začíná sedimentace nevápnitých jílovců se společenstvy dinoflagelát svědčícími o výrazném snížení salinity (Achmet'jev a Zaporožcová, osobní sdělení). Této úrovni odpovídají v uherčickém souvrství polohy nevápnitých jílu s laminami brakických diatomitů. Zhruba 70 cm pod polbinským horizontem se začínají objevovat na vrstevních plochách ichnofosilie dokládající

postupné prokysličování u dna. Dvacet cm pod polbinským horizontem jsou výrazně bioturbované písčité prachovce s laminami písku a úlomky dřev. Tento interval interpretujeme jako produkt zvýšeného přínosu terigenního materiálu ze souše během humidnější klimatické fáze. Polbinský horizont je na studovaném profilu 20 - 40 cm mocný. Je tvořen nanoplanktonovou křídou. Velmi malá příměs terigenního materiálu může souviset s extrémně

s velkým zvýšením indexu kontinentality (velký teplotní rozdíl mezi zimou a létem) na severní polokouli souvisejícím pravděpodobně s Milankovičovými orbitálními cykly. Na j. polokouli, kde byly v té době na Antarktidě kontinentální ledovce, byla v tom případě komplementárně nízká sezónnost. Protože v obdobích nízké sezónnosti se ledovce spíše rozrůstají (z důvodu malého odtávání v létě), mohly antarktické ledovce v době extrémních klimatických



Obr. 1 Stratigrafické korelace a paleoenvironmentální interpretace spodního oligocénu jižní Moravy a sz. Předkavkazi:

1 - jílovce s laminami jemnozrnného písku; 2 - jílovce s jarositem; 3 - vápňité jílovce; 4 - vápňité jílovce s diatomitovými laminami nebo silicifikované; 5 - diatomity; 6 - silicity ("menilitové rohovce"); 7 - nanoplanktonová křída s hojnými rozsivkami (vápňité diatomity); 8 - silicifikované slinovce; 9 - nanoplanktonová křída; 10 - písčité prachovce; 11 - nanoplanktonová biozóna.

suchým klimatickým výkyvem. Negativní vodní balance v době sucha, vyvolaná malým přítokem sladké vody z pevniny a zvýšeným výparem, mohla vést v polouzavřené Protoparatethydě k antiestuarinní cirkulaci přivádějící při povrchu slanou vodu z otevřeného moře. Svědčí pro to ostrakodi a málo diverzifikovaná společenstva vápňitého nanoplanktonu. Salinita se pohybovala zhruba v rozmezí 11 - 17 promile, což je více než v bezprostředním podloží polbinského horizontu. Tento klimatický výkyv lze spojovat

oscilací na s. polokouli rychle narůstat a vyvolat výrazný eustatický pokles hladiny. Tento předpokládaný pokles hladiny by podmínil změnu geometrie sedimentárních těles a jejich nestabilitu. Vznik skluzových těles, projevy submarinní eroze a faciální změny charakterizující bazální šitbořickou událost tak mohou mít vztah ke globálním klimatickým změnám a sloužit ke kauzálním interregionálním korelacím.

Literatura:

- Haq B.U., Hardenbol J. a Vail P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. - In: Sea-level changes - an integral approach, SEPM Spec. Publ., 42: 71-108.
- Krhovský J. a Djurasinovič M. (1993): The nanofossil chalk layers in the early Oligocene Šitbořice Member in Velké Němčice (the Menilitic Formation, Ždánice unit, South Moravia): orbitally forced changes in paleoproductivity. - Knihovnička ZPN, 1: 33-53. Hodonín.
- Stráník Z. (1981): Litofaciální vývoj a korelace menilitových vrstev ve flyšovém pásmu Karpat na Moravě. - Zemní Plyn Nafta, 26, 1: 9-18. Hodonín.

INFORMACE O NOVÝCH VÝZKUMECH GEOLOGICKÉ STAVBY LOŽISKA ZEMNÍHO PLYNU PŘÍBOR-KLOKOČOV

Information on the latest investigations of geological setting of the Příbor - Klokočov natural gas deposit

(25-21, Nový Jičín)

Milan Svatuška

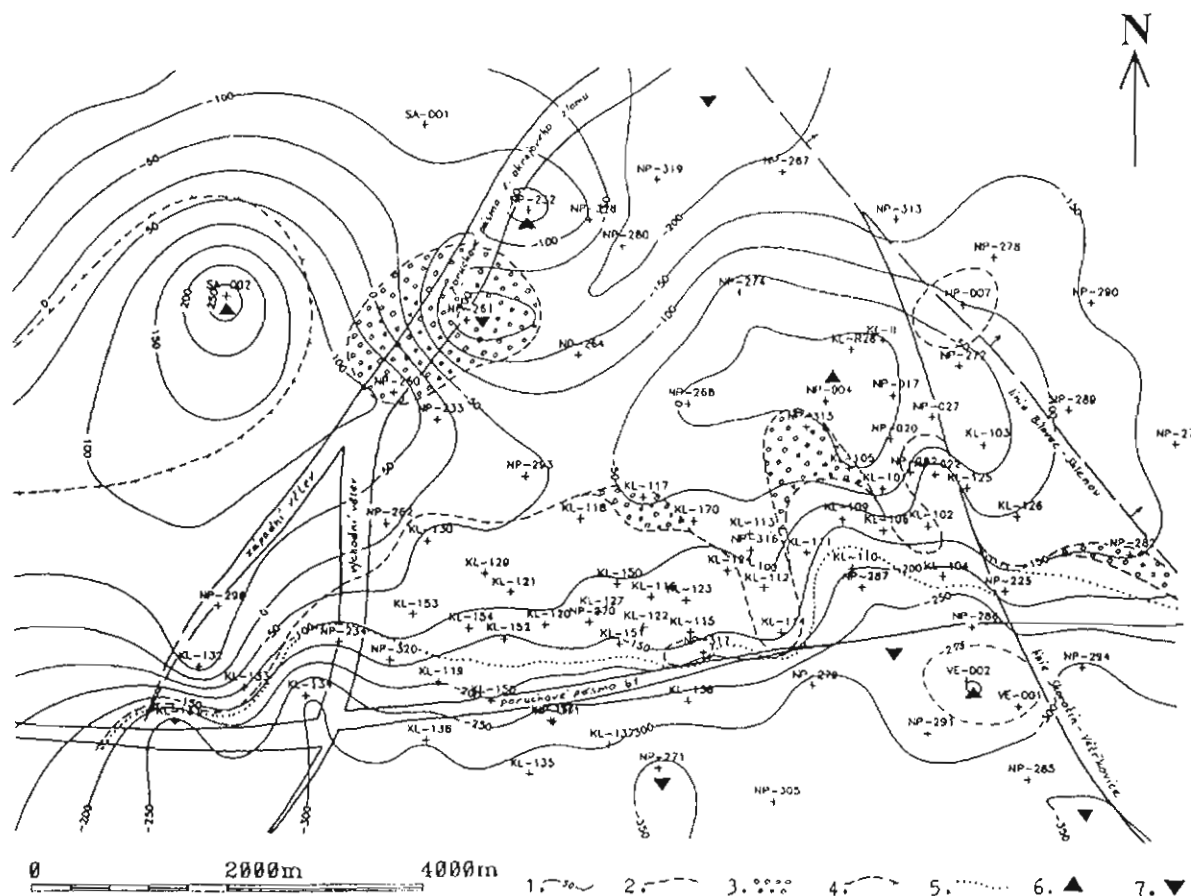
ČGÚ pob. Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: Carpathian autochthon, parautochthon, allochthon, Tertiary tectonics

Výzkumem geologických poměrů ložiska zemního plynu Příbor-Klokočov (v kontextu stavby širšího okolí) se zabývám od roku 1990. Ložisko patří v našich podmínkách k největším s expanzním režimem těžby. Potřeba přehodnocení a upřesnění geologické stavby vyvstala z určitých problémů v hraniční oblasti s PZP Štrambersk (před konverzí plynové ložisko Příbor-jih). Uvažovalo se rovněž o konverzi ložiska Klokočov na zásobník, ale s ohledem na

umožnit ekonomické dotěžení ložiska.

Ložisko Příbor-Klokočov lze v podstatě vymežit rozsahem produktivních horizontů pásma H3, vázaných na sedimenty karpátu nad vrcholovou částí klokočovské elevace karbonského reliéfu, jejími jižními svahy, a zčásti i nad svahy dílčí elevace libhošťské (součást slavkovsko-těšínského hřbetu). Část zaplněných struktur byla zjištěna i v nerovnoměrně zvětralém povrchu karbonu



Obr.1 Mapa izolinií povrchu karbonu v oblasti ložiska Příbor - Klokočov s vyznačením důležitých poruchových linií a rozsahu autochtonního karpátu. Legenda: 1. izolinie povrchu karbonu po 50 m 2. linie vyklínění autochtonního (s.s.) karpátu 3. rozšíření bazálních klastik na bazi paraautochtonního karpátu 4. linie vyklínění paraautochtonního karpátu 5. linie vyklínění horizontu H2 6. elevace reliéfu povrchu karbonu 7. deprese reliéfu

složitost geologicko-ložiskových poměrů bylo (alespoň prozatím) od tohoto záměru upuštěno (Svatuška, 1991). Poslední výzkumné práce, které do maxima využívají možnosti reinterpretace dostupných podkladů, by měly

a v příkrovech. K ložisku s. přiřazují i některé okrajové oblasti strukturálně nižšího horizontu H2, který má v oblasti na jih od zmíněných elevací regionální rozšíření a v němž jsou vytvořeny hlavní akumulace ložisek Příbor-jih (dnes

PZP - Štramberk) a Tichá. Spíše "administrativně" je k ložisku Klokočov přiřčena lokální plynová akumulace, zjištěná sondami Ve-1 a 2 vázaná na drobnou elevační strukturu ve dně drnholecké vymytiny.

V této stručné informační zprávě se chce zaměřit spíše na shrnutí výsledků prací geologické povahy.

Maximální pozornost byla věnována rozlišení autochtonního karpátu od paraautochtonní a alochtonní části pokryvu. Toto rozdělení vychází z klasifikace Jurkové (poprvé in Kadlec et al., 1962). Za autochton (s.s.) jsou v této interpretaci považovány pouze ploše uložené vrstvy s minimálním tektonickým postižením (ve vztahu k pohybu příkrovů). V oblasti drnholecké vymytiny a při úpatí libhošťské a klokočovské elevace zpravidla zasahuje několik metrů nad strop horizontu H2, na jižním úbočí elevací, kde vyklíňují, jsou v něm přítomny i horizonty pásma H3. V oblasti klokočovského ložiska je s naprostou územní převahou zastoupen šedým šlírovým vývojem. Na větřkovické elevaci (Ve-1 a 2) byl zastižen vývoj bazálních prachovců.

Paraautochton lze definovat jako víceméně autochtonní sedimenty karpátu, tektonicky postižené v souvislosti s přesunem příkrovových mas. Hornina je více či méně zvrásněna a nese stopy pohybu na vrstevních plochách, dráha pohybu je však ve srovnání s příkrovem minimální. Paraautochtonní karpát se na jižních svazích elevací vyskytuje převážně v šedém šlírovém vývoji, ve vrcholových částech pak v pestrém regresním vývoji se sádrovci (označován zde též jako pestrý okrajový, (Jurková in Kadlec, 1962)). Hranice zmíněných vývojų (facií) v generelu sleduje linii vyklínění autochtonního karpátu. V oblasti klokočovského ložiska nebyl regresní vývoj zastižen v tektonicky neporušeném stavu. Produktivita ložiskových horizontů je v paraautochtonní zóně lokálně značně proměnlivá. Mocnost pokryvu se snižuje z několika desítek metrů na úbočích na pouhých několika metrů v osní části elevace.

Alochtonní karpát představuje nesouvislou zónu šupin odtržených od podloží a začleněných do těles příkrovů. Tyto šupiny lze s jistotou interpretovat pouze tam, kde ve vrtném jádře byly zastiženy mocnější polohy hornin podslezské (příp. slezské) jednotky mezi vrstvami karpátu. Zvýšené mocnosti karpátu (přes 250 m) při jižním úpatí karbonské elevace lze vysvětlit plochým nasunutím

šupin, vlečených na bazi příkrovů. Tektonické porušení hornin v šupinách kolísá od zcela rozválcovaných partií (často tektonické brekcie s horninami slezské či podslezské jednotky) po prakticky neporušené.

Výzdvih sledovaného úseku slavkovsko-těšínského hřbetu lze klást nejspíše do závěru sedimentace karpátu. Morfologický stupeň v reliéfu karbonu (cca 300 m) má směr Z-V a sleduje variské poruchové struktury, z nichž nejvýznamnější je pásmo b1. Další výraznou variskou poruchou, na níž lze počítat s projevy neoidní tektoniky, je poruchové pásmo západního okrajového zlomu. Pozoruhodné jsou značné mocnosti brekciovitých sedimentů zastižených sondami NP-260 a 261 na povrchu karbonu (cca 22,5 a 45 m). Jsou tvořeny z větší části nepřilíš opracovanými úlomky karbonských hornin, méně pak pískovci a útržky pevnějších jílovců karpátu. Základní hmotu tvoří jílovce prokazatelně karpatského stáří, často tektonizované.

Významnou neoidní poruchou se zdá být linie Bílovec-Studénka-Sklenov, na níž Jurková (1976) uvažuje o poklesu sv. kry. Stupeň v předbadenském reliéfu na ní činí cca 100 až 250 m a vyznívá směrem k JV. Jurková (1976) ukončuje tuto linii v okolí sondy Sv-4. Na základě geologických indicií (strmý gradient reliéfu karbonu, náhlé změny mocnosti sedimentů karpátu, stupeň v hloubce uložení horizontu H2 cca o 60 m) i ložiskových poměrů (lokální nespojitosti horizontu H2, tlakové poměry produkčních sond) jsem vymezil průběh poruchy, odklánějící se od výše popsané linie jiv. směrem do okolí Větřkovic. (Lze ji nazvat linií Skorotín - Větřkovice). Porucha konturuje z východní strany drobnou větřkovickou elevaci a ze západní strany lokální ropně-plynovou akumulaci otevřenou sondou NP-225.

Lze konstatovat, že ložisko Příbor - Klokočov je v generelu konturováno výše zmíněnými poruchovými systémy. Z mapky je rovněž patrné, že v oblasti mezi západním okrajovým zlomem a linií Skorotín - Větřkovice vystupuje okraj autochtonního (s.s.) karpátu z úrovně kolem -150 až -200 m na úroveň zhruba -50 m, t.j. o více než 100 metrů výškového rozdílu. Mapa izolinií byla zkonstruována na základě počítačového zpracování reinterpretovaných dat. Průběh poruchových pásem b1 a západního okrajového zlomu byl zakreslen podle map Austa (1990, 1992).

Literatura:

- Aust J. (1990): Odkrytá geologická mapa paleozoika 1 : 25 000, list 25-213 Nový Jičín. - MS, Unigeo. Ostrava.
 Aust J. (1992): Odkrytá geologická mapa paleozoika 1 : 25 000, list 25-211 Příbor. - MS, Unigeo. Ostrava.
 Jurková A. (1976): Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. - Čas. Mineral. Geol., 21, 4, 349 - 362. Praha.
 Kadlec J. et al. (1962): Výpočet uhelných zásob Příbor - západ. - MS, Geofond. Praha.
 Svatuška M. (1991): Zhodnocení geologické stavby ložiska Příbor - Klokočov a návrh jeho začlenění pro skladování plynu. Závěrečná zpráva úkolu. - MS, Geofond. Praha.

BRYOZOA SPODNÍHO BADENU JIHOMORAVSKÉ ČÁSTI KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ

Lower Badenian Bryozoa in the South Moravian part of the Carpathian Foredeep

Pavel Sváček

Katedra geologie a paleontologie, PřF MÚ, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Bryozoa, Lower Badenian, Carpathian Foredeep

Abstract

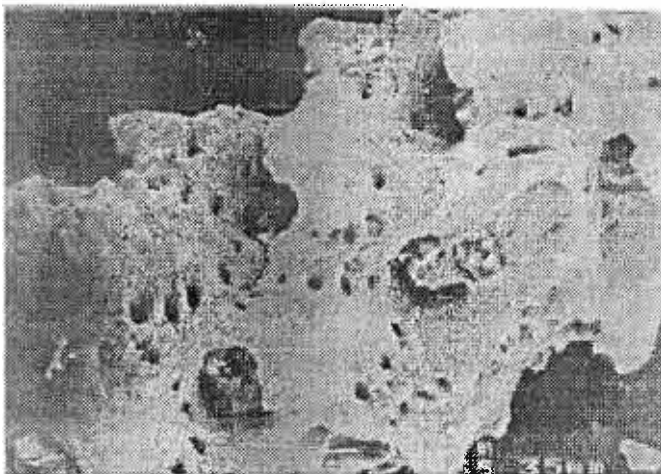
*It was more than 100 years ago when Moravian Bryozoa were studied. During last two years there was done a new research of them. In the lower Badenian sediments of localities Židlochovice, Kralice nad Oslavou and Podbřežice there were described 97 bryozoan species. 27 out of them was described for the first time in the South Moravian part of Carpathian Foredeep. Many of the found species indicate warm clean and clear water with normal salinity. After more than 100 years there has been described a species *Umbonula spinosa* (Procházka, 1893), which is still known only from the Kralice locality.*

V posledních dvou letech byla v rámci diplomové práce (Sváček 1995) na PřF MÚ v Brně po dlouhé době studována skupina organismů, která se u nás příliš velké pozornosti paleontologů netěší. Ve spolupráci s univerzitou ve Vídni byly systematicky zpracovány spodnobadenské mechovky ze tří nejvýznamějších lokalit v jihomoravské části karpatské předhlubně: z Kralic nad Oslavou, Podbřežic a ze Židlochovic.

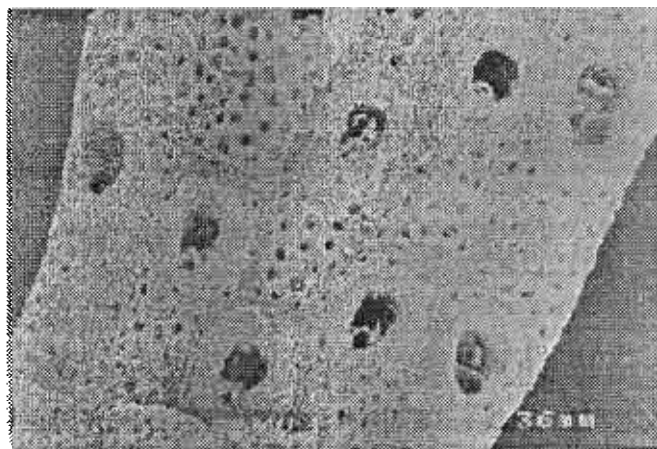
V Kralicích byl studován profil ležící jihovýchodně od obce a popsán Hamršmídem (1984). Ve vrstvách č. 1 a 2 ve smyslu Hamršmída bylo určeno 51 a 41 druhů. Celkově bylo v Kralicích identifikováno 60 druhů bryozoi z toho 14 druhů zde bylo zjištěno poprvé. Nejhojněji se v Kralicích vyskytují *Cellepora* sp., *Sertella* sp. a *Schizoporella geminipora*. Mezi nejvýznamější druhy této lokality patří též *Kionidella moravica* a *Umbonula spinosa*. Posledně jmenovaný druh není za uplynulých více než 100 let uveden v žádné publikaci a též výskyt *K. moravica* nebyl zatím na jiných lokalitách potvrzen. Vrstvu č. 3 se nepodařilo na odkryvu nalézt a čtvrtá vrstva mechovky neobsahovala. Na odkryvu č. 1 (odkryto O. Kroupou v r. 1994) byla zjištěna pouze drť z měkkých schránek.

Lokalita Podbřežice je známa především spodnobadenským mechovkovým útesem. Jelikož útesotvorné druhy zpracoval již Vlach (1974), byl nyní studován materiál z vápnitých jíílů odkrytých na východním okraji obce. Z 57 nalezených druhů bylo 47 popsáno v této oblasti poprvé. Mezi ně patří např. *Porella cervicornis* a *Adeonella polystomella* představující významné indikátory teplého prostředí a malých hloubek.

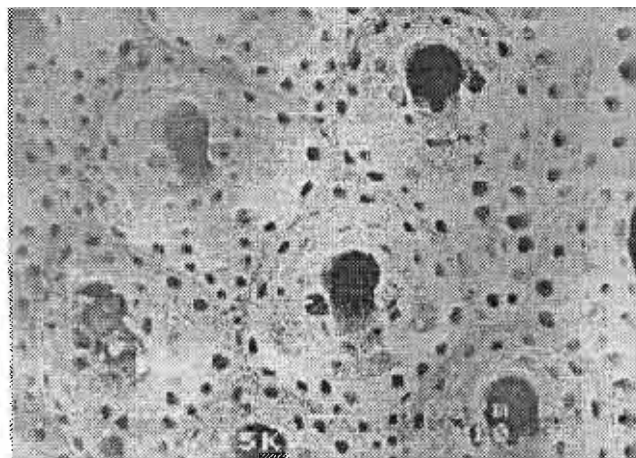
V Židlochovicích jsou spodnobadenské sedimenty odkryty v bývalé cihelně severovýchodně od města.



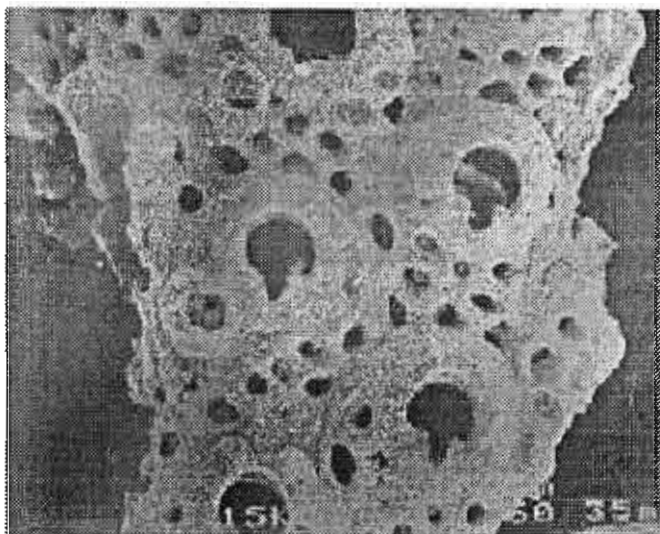
Obr. 1 *Umbonula spinosa* (Procházka, 1893) detail zoecia, Kralice n. Osl., sp. baden, 34.5 x zvětš.



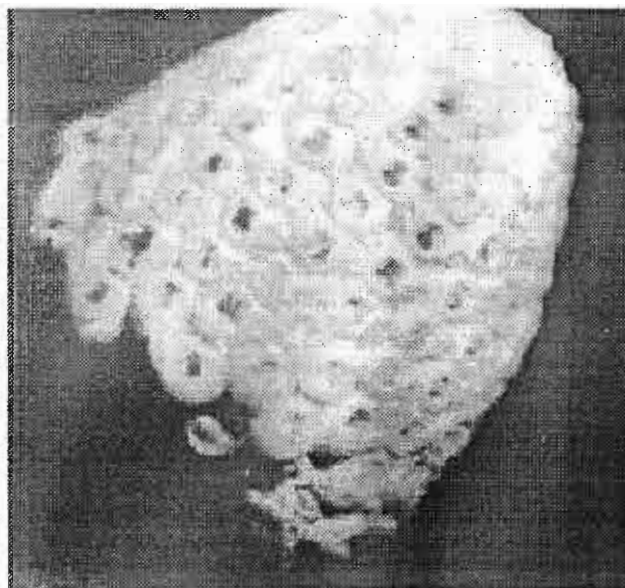
Obr. 2 *Porella cervicornis* (Pallas, 1766), detail stěny zoecia a ústí s avikulárii, Podbřežice, sp. baden, 42.8 x zvětš.



Obr. 3 *Adeonella polystomella* (Reuss, 1848) detail zoecia, Podbřežice, 61.5 x zvětš.



Obr.4 *Schizoporella geminipora* (Reuss, 1848), přední strana zoaria, 33.5 x zvětš.



Obr.5 *Kionidella moravica* (Procházka, 1893), 15 x zvětš.

Lokalita je dnes v takovém stavu, že nelze od sebe odlišit jednotlivé členy souvrství. V bodově odebraném materiálu z vápničných jíílů zde bylo určeno 69 druhů, 21 z nich dosud nebylo na této lokalitě známo. Z hlediska četnosti výskytu jednotlivých druhů jsou Židlochovice nejbohatší z uvedených lokalit.

Celkem bylo ve spodnobadenských sedimentech jihomoravské části karpatské předhlubně určeno a popsáno 97 druhů mechovek. 49 z nich bylo na našem

území nalezeno poprvé. Z ekologického hlediska převládají druhy žijící dnes v teplých mořích (např. Středozevní moře) ve vodách s normální salinitou a s dostatečným množstvím světla. K nim patří kromě druhů výše uvedených také např. *Callopora fenestrata*, *Cellaria salicornioides*, *Tervia irregularis* (Meneghini 1845) či *Lichenopora radiata* (Savigni & Audouin 1826). Podrobnější paleoekologické interpretace zaměřené na jednotlivé lokality jsou však námětem další práce.

Literatura:

- Hamršmíd B. (1984): Pokus o rekonstrukci podmínek sedimentace spodnobadenských usazenin v okolí Kralic nad Oslavou. - Zem. Plyn Nafta, 29, 1: 13-46, Hodonín.
 Sváček P. (1995): Bryozoa spodního badenu jihomoravské části karpatské předhlubně. - Dipl. práce, MS, PřF MU, Brno.
 Vlach B. (1974): Mechovkový útes u Podbřežic. - Dipl. práce, MS PřF, MU, Brno.

PŘEDKŘÍDOVÉ ZVĚTRÁNÍ BRNĚNSKÉHO MASIVU U BOSKOVIC

Precretaceous weathering of the Brno Massif near Boskovice

(24-23, Protivanov)

Ivan Veselý

Geotest Brno, a.s., Šmahova 112, 659 01 Brno

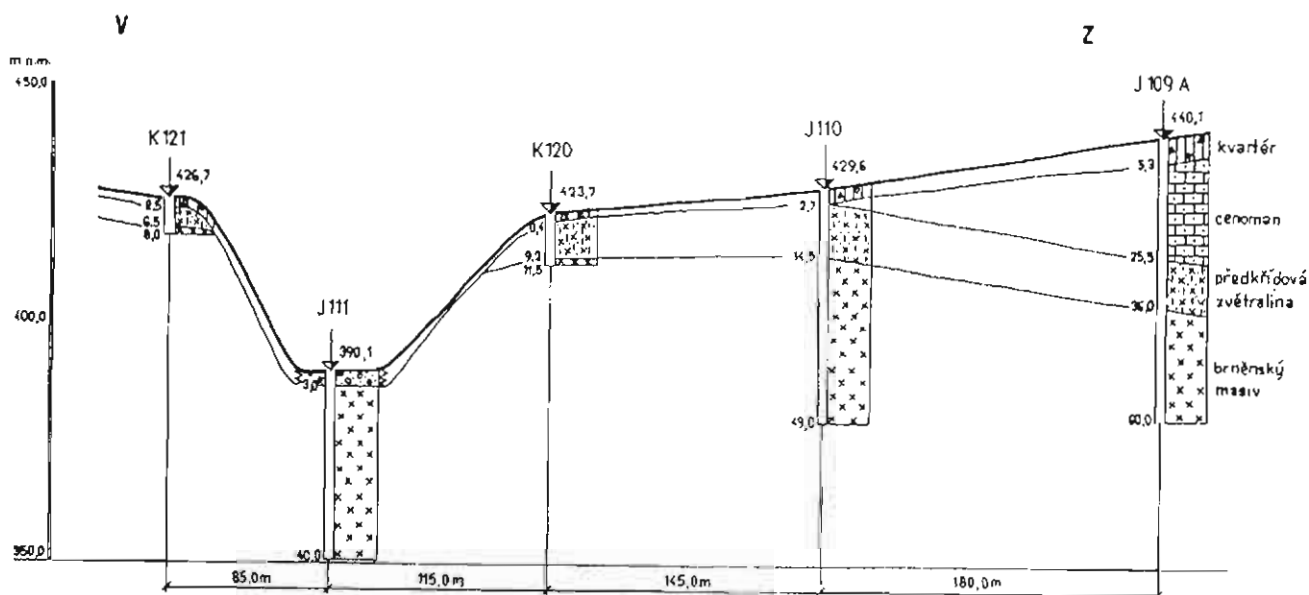
Key word: Cretaceous sediments, weathering waste, Central Moravia

V údolí říčky Bělé, asi 2 km severovýchodně od Boskovic, byla v r. 1990 dokončena stavba hráze vodárenské údolní nádrže. Výška hráze nad dnem údolí je 42 m. Vodní nádrž Boskovice leží v západním okraji Dražanské vrchoviny, která nedaleko odtud sousedí s Boskovickou brázdou. Charakteristickým rysem zdejší krajiny jsou široké ploché hřbety a hluboké údolí Bělé a jejího přítoku Vratíkovského potoka. Hráz vodní nádrže leží asi 150 m pod jeho dřívějším soutokem.

Údolí Bělé je v místě hráze zahlabeno v granodioritu severního výběžku brněnského masivu. Západně od údolí, v prodloužení osy hráze, byly v nadloží granodioritu zastíženy křídové sedimenty náležející stratigraficky cenomanu, a to jeho spodnímu sladkovodnímu vývoji. Litologicky jsou to souvrství jílovců, prachovců a pískovců. Ve vrtu J 109 A dosáhly mocnosti 20,2 m.

průzkumnými vrty nad pravým svahem údolí Bělé, hloubenými v souvislosti se stavbou vodní nádrže. Největší ověřená mocnost eluvia na lokalitě činí 13 m. Vzhledem k nadloží křídových sedimentů nad polohou eluvia je zřejmé, že jde o předkřídové zvětrání brněnského masivu. Západně od údolí Bělé, nad střední částí nádrže, byly v dalších vrtech zastíženy miocenní sedimenty, zasahující sem z prostoru boskovické brázd. V podloží miocenních sedimentů, v hloubce 14 - 18 m, se eluvium granodioritu nevyskytuje. Miocenní sedimenty zde tvoří přímo nadloží skalní hornině brněnského masivu. V jiném blízkém vrtu je pod miocenními sedimenty eluvium granodioritu o mocnosti 2,7 m. Původní mocnost zvětralinového pláště je zřejmě zachována jen pod křídovými sedimenty. Z uvedeného zjištění vyplývá, že k denudaci eluvia granodioritu došlo buď před miocenní mořskou transgresí, nebo v jejím průběhu.

Ve zmíněných vrtech západně od údolí Bělé byly



Obr. 1 Geologický řez údolím Bělé u Boskovic.

Pod křídovými sedimenty je granodiorit kaolinicky zvětralý a má charakteristická eluvia. Eluvium má mocnost asi 10 m a pokračuje až k okraji hlubokého údolí Bělé, kde již nejsou v jeho nadloží křídové sedimenty. Eluvium je šedé až bělavě šedé barvy se zachovalou původní všesměrnou texturou vyvěřelé horniny. Podle zrnitostního rozboru má eluvium povahu jílovité hlíny s hrubými zrny tvořenými křemenem. Přechod eluvia do podložní skalní horniny je pozvolný (viz Obr. 1).

Eluvium granodioritu bylo zjištěno i dalšími

zjištěny také značné výškové rozdíly v hloubce skalního povrchu brněnského masivu pod povrchem terénu. Podle geofyzikálního průzkumu, který se uskutečnil v souvislosti s inženýrskogeologickým průzkumem pro vodní nádrž, jsou výškové rozdíly způsobeny tektonickým rozčleněním tohoto úzenu podle linií ZSZ - VJV, rovnoběžných se směrem vlachovského prolomu. Tyto vertikální pohyby měly také vliv na zachování původní mocnosti zvětralinového eluviálního pokryvu brněnského masivu.

PALEOZOIKUM ČESKÉHO MASÍVU

PALEOZOIC OF THE BOHEMIAN MASSIF

TAFONOMIE A BIOFACIE KONODONTOVÝCH SPOLEČENSTEV JESENECKÝCH VÁPENCŮ NA DRAHANSKÉ VRCHOVINĚ A JEJICH VÝZNAM PRO FACIÁLNÍ ANALÝZU

Taphonomy and biofacies of conodont assemblages in the Jesenec Limestone of the Drahaný Upland and their significance in facies analysis

(24-21, Jevíčko)

Ondřej Bábek

Katedra geologie, PřF UP, Třída Svobody 26, 771 46 Olomouc

Key words: conodont biofacies, carbonates, deep-water sedimentation, Devonian, Lower Carboniferous, Drahaný Upland

Distribuce konodontových elementů v karbonátových horninách je řízeno mnoha faktory. Mimo detailně rozpracovaný koncept ekologické kontroly nad procentuálním zastoupením specifických rodů a druhů v sedimentu (princip konodontových biofacií) jsou to především poněkud opomíjené fyzikálně-chemické parametry v průběhu sedimentace, které mohou výrazně ovlivnit charakter konodontových společenstev.

V konicko - mladečském pruhu byly v rámci jeseneckých vápenců pánevního vývoje moravskoslezského „devonu“ v intervalu od svrchního famenu do svrchního tournai vyčleněny 3 stratigrafické úrovně, které se liší litologickou a sedimentologickou charakteristikou. Těmito úrovním odpovídá 5 typů poměrně početných konodontových společenstev (Obr. 1).

Na bázi svrchního famenu (zóna *Palmatolepis marginifera*) se objevují světlé deskovité vápence oddělované laminami radiolariových břidlic a tenkými polohami tufitů. Silně neomorfne rekrystalované vápence lze označit jako typ wackestone (biopelsparit) s úlomky ostnokožců (krinoidi, echinoidi) a tmavými, mírně rekrystalovanými peloidy (pravděpodobně fekální pellety). Konodontová společenstva (obr. 1) ve vápencích obsažená, se vyznačují silnou převahou zástupců rodu *Palmatolepis* nad jedinci rodu *Polygnathus*, z nichž určité procento je průkazně frasnského stáří. Společenstva odpovídají standardní palmatolepidní biofacii, typické pro sedimenty paleotektonických zón kontinentálního svalu, kontinentálního úpatí a pánve. Ačkoliv je charakteristika jednoznačně aplikovatelná na princip biofacií (více než 75% převaha jedinců jednoho nebo dvou rodů), obsah přeplavené fauny indikuje mimo ekologické faktory distribuce i další faktory mechanické. Podobně nesoulad mezi klastovým obsahem vápenců (převaha krinoidů a peloidů) a břidlic (radiolarie) svědčí o jejich rozdílném zdroji a následném transportu. Pravděpodobnou variantou vzniku vápenců jsou periodické shozy relativně mělkovodnějšího materiálu turbiditními proudy do prostředí sedimentace pelagického materiálu. Silná rekrystalizace vápenců je patrně odpovědná za nezřetelnost

sedimentárních struktur pro kalцитuridity charakteristických.

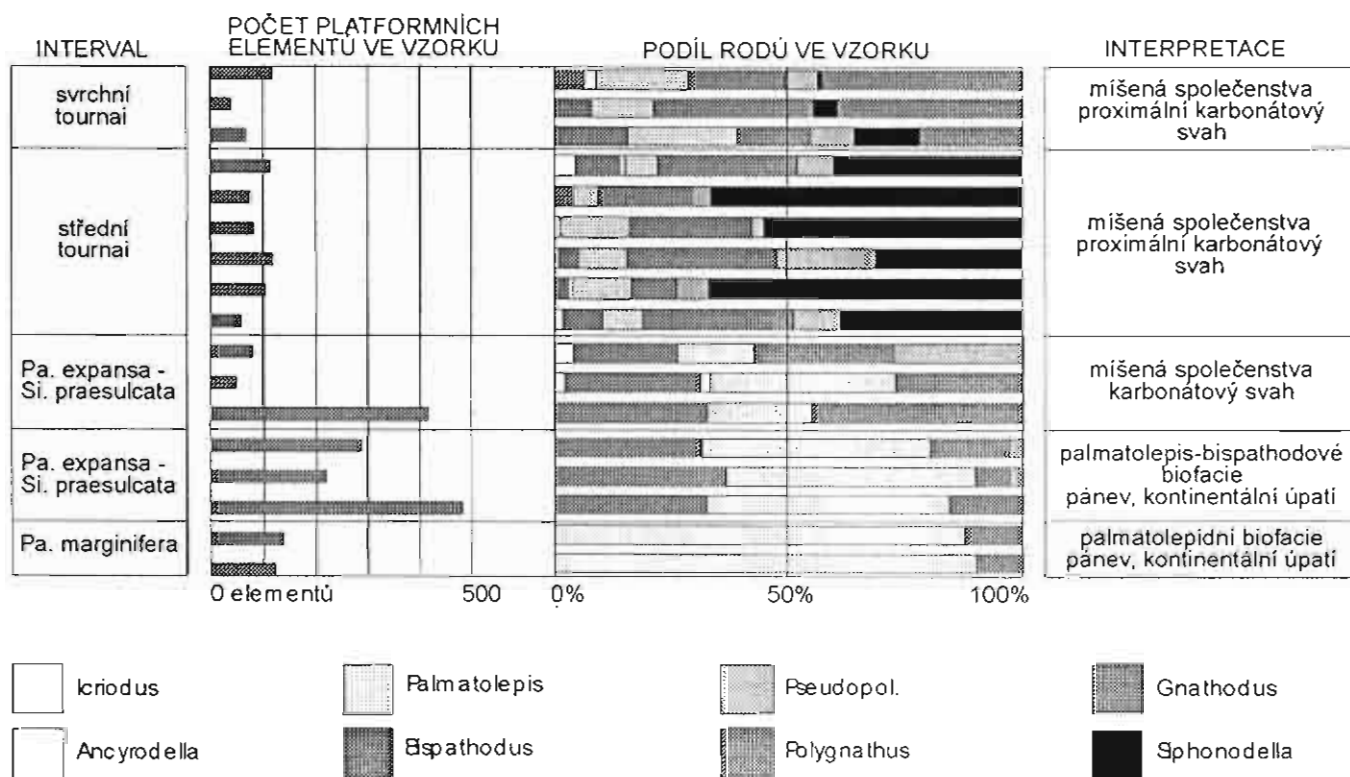
Sedimentární záznam konodontových zón *Palmatolepis trachytera* a *Palmatolepis postera* chybí, a vápence nadložního intervalu nasedají na předcházející podél skryté diskordance. V intervalu od zóny *Palmatolepis expansa* do subzóny střední *Siphonodella praesulcata* se vedle popsaných vápenců objevují sled hrubozrnných často pozitivně gradovaných vrstev karbonátů s příměsí nekarbonátového materiálu, interpretovaných jako depozita turbiditních proudů. V profilu na jv. okraji Jesence je v nich patrný nahoru hrubnoucí trend. Mimo ostnokožců a peloidů jsou v podpůrné struktuře značně rekrystalované matrix (typ floatstone) obsaženy fragmenty mechovek, redeponovaní dakryokonaridi, ooidy, intraklasty a klasty vulkanitů, fosforitů a radiolariových břidlic. Ve světlých jemnozrnných vápencích typu wackestone byly zaznamenány struktury symsedimentární (?) plastické deformace (skluzu), naznačující iniciální úklon v místě depozice. V konodontových společenstvech jemnozrnných typů (wackestones) převažují zástupci rodů *Palmatolepis* a *Bispathodus* nad famenskými a frasnskými jedinci rodu *Polygnathus* a jedinci rodu *Pseudopolygnathus*. Odpovídající biofacie palmatolepis-bispathodová je indikativní pro podobná prostředí jako palmatolepidní biofacie předcházejícího intervalu. V hrubozrnných vápencích převažují společenstva, v nichž součet jedinců dvou nejpčetnějších rodů nepřesahuje 75 %, a na které tudíž nelze aplikovat princip biofacií. Jsou zde označena jako míšená společenstva, ve kterých převažuje mechanická kontrola distribuce konodontových elementů nad kontrolou ekologickou, což odpovídá sedimentárním strukturám (pozitivní gradace) a sedimentaci z turbiditních proudů. Záznam hrubozrnnějších karbonátů oproti zóně Pa. marginifera může indikovat progradaci svahových sedimentů nebo laterální migraci turbiditního vějíře.

Časový interval spodního tournai je charakteristický absencí sedimentárního záznamu. Následující interval středního až svrchního tournai, od zóny spodní Si. crenulata do zóny svrchní *Gnathodus typicus* zastupují hrubozrnnější

tmavěji zbarvené vápence. Vápence mají masivní vzhled s dobře zřetelnými plochými foliace. Jedná se o typy wackestone až packstone s hojnými úlomky ostnokožců, peloidy a mikritizovanými ooidy. Častá je rekrystalizace matrix podél kluzných ploch foliace. Poměrně časté jsou v nich tufitické vrstvy a v průměru několik dm mocné polohy hrubozrnných vápenných brekcií, místy s erozími bázemi a pozitivní gradací, které odpovídají typům floatstone - rudstones částečně nebo zcela vyplavenou mikritickou matrix s ostnokožci, redeponovanými frasnými korály, peloidy, ooidy, intraklasty a klasty fosforitů, radiolariových břidelic a vulkanitů. Brekcie jsou interpretovány jako

prostředí kontinentálního úpatí a prostředí „sedimentací podvyživené pánve“ (starved-basin). Většina společenstev však obsahuje značné příměsi relativně mělkovodnějších polygnathů a pseudopolygnathů a nespĺňuje tak kritéria konodontových biofacií (viz. výše). V těchto vzorcích došlo k iníšení konodontových elementů z prostředí relativně hlubokovodního (*Siphonodella*) a relativně mělkovodnějšího (*Polygnathus*) v průběhu transportu materiálu dolů po svahu (downslope mixing). Tento předpoklad podporuje i vysoký stupeň fragmentace elementů.

V úrovni zón spodní *Gnathodus typicus* a svrchní



Obr. 1: Distribuce platformních konodontových elementů ve vzorcích jeseneckých vápenců v intervalu do svrchního famenu do svrchního tournai a jejich interpretace.

uložení hustých turbiditních proudů (high-density turbidity currents) a v menší míře úlomkotoků (debris-flows). Masivní vápence typu wackestone - packstone představují nejpravděpodobněji amalgamované vrstvy uložené z turbiditních proudů, jejichž primární sedimentární struktury byly překryty následnou sřížnou deformací.

Dva typy konodontových společenstev tohoto intervalu odpovídají dvěma stratigrafickým úrovním. V úrovni zón spodní *Siphonodella crenulata* až *Siphonodella isosticha* - svrchní *Siphonodella crenulata* jsou společenstva definována výrazným zastoupením jedinců rodu *Siphonodella*, doplněných o zástupce rodů *Polygnathus*, *Pseudopolygnathus* a *Bispathodus*. Ve všech vzorcích byla zjištěna redeponovaná famenská a dokonce frasná fauna (rody *Palmatolepis*, *Ancyrodella*, *Polygnathus*). Odehlédneme-li od redepozice, blíží se některá společenstva siphonodellovým biofaciím, v intervalu spodního a středního tournai indikativním pro

Gnathodus typicus dochází v konodontových společenstvech k výraznému ochuzení o siphonodellovou faunu v důsledku vyměření rodu na svrchní hranici zóny *Siphonodella isosticha* - svrchní *Siphonodella crenulata*. S poklesem počtu siphonodel se proporcionálně zvyšuje počet zástupců rodu *Bispathodus* a redeponované famenské palmatolepidní fauny. Přítomnost siphonodel v zónách spodní a svrchní *Gnathodus typicus* je nutno přičíst resedimentaci. Siphonodellová fauna je vystřídána poměrně četnými jedinci rodu *Gnathodus* a *Protognathodus*. Elementy rodu *Gnathodus* jsou hojné v sedimentech prostředí kontinentálního svahu (gnathodus - pseudopolygnathové biofacie sv. tournai). Výrazné příměsi elementů jiných rodů indikují v analyzovaných společenstvech míšení fauny z prostředí svahu s faunou pravděpodobně mělkovodnějších níž, podobně jako ve středním tournai.

Analýza středně- a svrchnotournaiských společenstev je plně v souladu s interpretací gravitačního přemístění materiálu hostitelské horniny turbidními proudy a hustými gravitačními toky. Výskyt hrubozrných turbiditů s častými amalgamacemi a facie debris-flows stejně jako tafonomická analýza ukazují, že tournaiské karbonáty vznikaly v relativně proximálnějším svahovém prostředí než vápence famenské.

Celý famensko - tournaiský sled je reprezentován sedimenty svahového karbonátového systému. Jednotlivé intervaly, lišící se charakterem konodontových společenstev a depozičních prostředí, jsou oddělené úrovněmi bez sedimentárního záznamu, které je možné

považovat za erozní hiáty (chybějící famenské zóny Pa. trachytera a Pa. postera, a spodnotournaiské zóny Si. sulcata, Si. duplicata a Si. sandbergi). Postupný nárůst proximálních facií turbiditů a facií debris-flows, nahoru hrubnoucí (coarsening upward) trend a zvyšování podílu míšených konodontových společenstev na úkor pelagických biofacií odráží celkový nahoru změlčující se trend. Z něj vyplývá zřejmá progradace celého svahového systému od báze sv. famenu do sv. tournai za stálé eroze a redepozice podložního materiálu indikované přepravenými konodontovými společenstvy (mechanismus nucené akreční regrese - forced accretionary regression?).

REKONSTRUKCE GRADIENTŮ VE FOSILNÍCH SPOLEČENSTVECH POMOCÍ TEORIE GRAFŮ

Reconstruction of gradients in fossil communities using graph theory

(24-41, Výchkov)

Petr Čejchan

Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6 - Lysolaje

Key words: paleoecology, gradients, numerical methods, mass extinctions, Devonian

Abstract

Characteristic shape of species abundance curve can be used to reconstruct gradients from fossil communities. Classical procedures of gradient recovery are based either on clustering or on eigenvector analysis. Newly adapted method based on graph theory seems to be more appropriate to the problem. Latent gradient presumably reflecting the intensity of environmental crisis was found when analyzing the benthic communities of the Kellwasser crisis interval (Frasnian - Famennian) at Mokrá, E. of Brno. The gradient elucidated the course of stress intensity inside the Kellwasser interval.

Abstrakt

Charakteristický průběh abundance druhů můžeme použít pro rekonstrukci gradientů z fosilních společenstev. Klasické postupy pro nalezení gradientu jsou založeny buď na shlukování, nebo na vlastních vektorech distanční nebo korelační matice. Nově vyvinutá metoda založená na teorii grafů je podle našeho názoru bližší podstatě problému. Latentní gradient odpovídající nejspíše intenzitě krize prostředí se podařilo nalézt v při analýze bentických společenstev z období kellwasserské krize (frasn - famen) z

Mokré u Brna. Získaný gradient objasnil průběh intenzity stresu uvnitř kellwasserského intervalu.

Problém

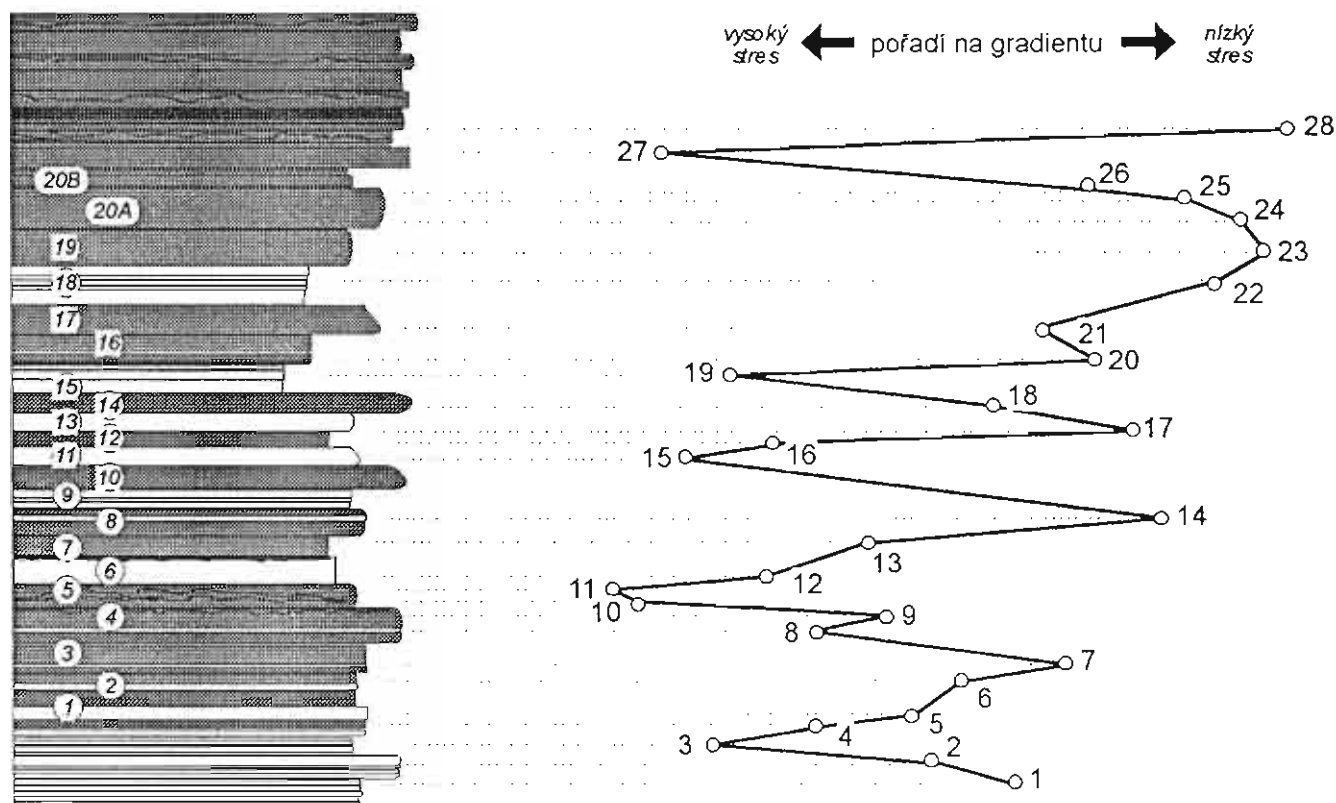
Mořská bentická společenstva pozdně devonské karbonátové rampy z období nastupující globální krize prostředí doprovázené hromadným vymíráním byla získána z lokality Mokrá, západní lom, asi 15 km východně od Brna. Profil zde zahrnuje kellwasserské události při hranici frasn - famen (Dvořák et al. 1987, Hladil et al. 1989); přesná poloha této hranice není známa a i vlastní kellwasserské události

jsou korelovány pouze přibližně. Ve 28 úrovních studovaného profilu byly z odkrytých částí fosilního mořského dna rekonstruovány kvadráty 2 x 2 m. Z těchto kvadrátů byly odvozeny hodnoty abundance pro každý z 85 přítomných druhů bentických organismů: převážně korálů, stromatopor, brachiopodů, gastropodů, hub a řas. Abundance byla počítána jako počet jedinců pro unitární organismy, jako počet kolonií pro organismy modulární. Cílem studie bylo zjistit, zda existuje latentní gradient, kterým jsou abundance druhů řízeny a tento případně zjištěný gradient interpretovat. Ve fosilním záznamu jsou gradienty často latentní a odrážejí se pouze nepřímo ve složeních biologických společenstev. K dispozici máme pouze kvantitativní složení vzorků společenstev, vybraných

anebo bojují s tzv. "podkovovým jevem", přímým důsledkem nelinearity problému. My jsme se pokusili odvodit vhodný postup od realistického modelu dat.

Gradient

Gradient (spojitá změna prostředí, časový trend nebo jiný podobný proces) zanechává typický obraz ve fosilním záznamu. Každý druh má v určitém místě na gradientu své optimum, kde dosahuje nejvyšší abundance. Oběma směry od optima jeho abundance monotónně klesá. Rozmístění optim podél gradientu závisí na procesu samém i na jiných faktorech; většinou se však příliš nepřekrývají a jsou rozvinutá ve škále možností od náhodného až po téměř pravidelné rozmístění. Druhy jsou adaptovány na svá optimální prostředí, kde dosahují nejvyšší abundance,



Obr. 1 Mokrá, Západní lom. Sled pozdně devonských vápenců v okolí hranice frasn - famen. Pořadí kvadrátů na předpokládaném gradientu environmentálního stresu, odvozené pomocí TSP algoritmu. Nepodobnost byla vyjádřena jako čtverec euklidovské vzdálenosti založené na abundanci druhů. Abundance byla v tomto případě počet jedinců, resp. počet kolonií. Křivka pořadí ukazuje na intenzitu krize prostředí. Čísla na křivce jsou čísla kvadrátů, čísla uvnitř profilu jsou čísla vrstev.

víceméně náhodně z různých míst na gradientu. Umístění vzorků na gradientu neznáme. Zároveň nevíme nic o vlastním gradientu (proces stojící za ním může být příliš složitý, neznámý, nebo nezaznamenaný). Vzorky chceme seřadit tak, aby jejich pořadí odpovídalo jejich přirozenému pořadí na gradientu.

Postup

Klasické postupy pro řazení vzorků používají shlukování, nebo metody založené na vlastních vektorech (analýza hlavních komponent). Tyto metody však dělají nereálné předpoklady o datech. Shlukovací metody předpokládají rozlišitelné přirozené shluky v datech a doufají, že poskytnou skrytou informaci. Metody vlastních vektorů předpokládají (v tomto případě neexistující) lineární závislosti dat na latentních faktorech,

a mají také své toleranční limity, ke kterým jejich abundance klesá a za nimiž se již nevyskytují. Gradient je tak pokryt spojitými, hladkými, jednovrcholovými křivkami abundance jednotlivých druhů. Tyto křivky mají maxima na různých místech gradientu. Na gradientu se víceméně v náhodných místech nalézají vzorkovací body: odsud pocházejí kvalitativní vzorky společenstev. Nepodobnost vzorků (jejich společenstev) se počítá z rozdílů abundance jednotlivých druhů mezi oběma vzorky. Při zvyšující se hustotě vzorkování gradientu se rozdíly abundance, a tedy i nepodobnosti, většinou zmenšují. Také nepodobnost mezi každým vzorkem a bližším z jeho sousedů (ve smyslu podobnosti) má stále výraznější tendenci být co možná nejmenší, tedy nejmenší ze všech nepodobností mezi daným vzorkem a všemi ostatními. Toto tvrzení, ač

nedokázané, je základem námi použité metody. Jestliže toto tvrzení platí a je-li gradient dostatečně hustě ovzorkován, pak také součet všech nepodobností mezi sousedními vzorky podél gradientu ("délka" přirozeného seřazení vzorků) bude mít tendenci být nejmenší ze všech délek ostatních možných permutací pořadí vzorků. Hledáme tedy takovou permutaci pořadí vzorků, která má nejmenší délku, tedy součet nepodobností mezi sousedními vzorky.

Tento problém je jedním z klasických problémů teorie grafů, známý jako problém obchodního cestujícího (**traveling salesman problem, TSP**). Použijeme-li terminologie teorie grafů, pak je náš problém reprezentován úplným grafem, jehož vrcholy jsou naše vzorky a hrany jsou nepodobnosti mezi vzorky. Tzv. otevřená varianta problému obchodního cestujícího hledá nejkratší cestu procházející každým vrcholem právě jednou (nejkratší hamiltonovskou cestu). Ačkoli je TSP znám již dlouhou dobu, jeho řešení není jednoduché. Patří totiž ke třídě tzv. NP-úplných úloh, které jsou s rostoucím rozsahem úlohy (počtem vrcholů grafu) nevyhnutelně velmi brzy omezeny časem potřebným k výpočtu. Jestliže nezáleží na směru cesty, počet všech možných různých cest n vrcholy je $n! / 2$. Jelikož NP-úplnost úlohy vylučuje možnost existence přesného algoritmu, který by zvládal rozsáhlé úlohy v reálném čase, k nalezení "přijatelného" řešení se používají

tzv. heuristiky, tedy algoritmy založené na odhadu, intuitivní postupy nezaručující nalezení správného výsledku, ale poskytující často alespoň přibližné, přijatelné řešení. V našem případě jde o to nalézt uspořádání vzorků s dostatečně malou délkou. Vypracovali jsme vlastní TSP heuristiku, která poskytla možné nejkratší uspořádání, o kterém jsme předpokládali, že odráží gradient celkového stresu prostředí.

Interpretace

Předpoklad o intenzitě stresu prostředí jako řídicím faktoru odhaleného (rekonstruovaného) gradientu se potvrdil po inspekci celé seřazené série vzorků. Po seřazení podle pořadí na rekonstruovaném gradientu se nacházela ochuzená, špatně strukturovaná společenstva poblíže jednoho konce a diverzifikovaná společenstva poblíž druhého konce řady. Pořadí na rekonstruovaném gradientu jako míra stresu vypovídá o průběhu (postupu nebo ústupu) krize prostředí ve studovaném časovém intervalu (obr. 1).

Závěr

TSP algoritmus ukázal možnost použití pro rekonstrukci interpretovatelného gradientu z hodnot abundance druhů i při nevelkém rozsahu vzorkování. Tato metoda dosud nebyla v paleobiologii používána a zdá se být nadějnou alternativou tradičních postupů.

Poděkování: Studie byla podporována projektem GLÚ AV ČR 5213, její dokončení pak projekty GA ČR 205/96/0066 a CEMO 1/066/22; byla součástí mezinárodního projektu UNESCO-IGCP 335.

Literatura

- Čejchan P. (1995): Restoring gradients from fossil communities: a graph theory approach. - *Geolines*, 3, 7 - 9. Praha.
- Čejchan P. - Hladil J. (v tisku): Searching for extinction/recovery gradients: the Frasnian - Famennian interval, Mokrý Section, Moravia, Central Europe. - In: M.B. Hart (ed.) *Biotic Recovery from Mass Extinction Events*, 135-161. Geological Society Special Publication, 102. London.
- Dvořák J. - Friáková, O. - Hladil J. - Kalvoda J. - Kůkal Z. (1987): Geology of the Palaeozoic rocks in the vicinity of the Mokrý Cement Factory quarries (Moravian Karst). - *Sborník geologických věd, Geologie*, 42, 41-88. Praha.
- Hladil J. - Kalvoda J. - Friáková O. - Galle A. - Krejčí Z. (1989): Fauna from the limestones at the Frasnian/Famennian boundary at Mokrý (Devonian, Moravia, Czechoslovakia). - *Sborník geologických věd, Paleontologie*, 30, 61-84. Praha.

ŽELEZEM BOHATÉ GRANÁTY Z DEVONSKÝCH KVARCITŮ A SVORŮ PŘI JZ. OKRAJI JESENICKÉHO AMFIBOLITOVÉHO MASIVU V OKOLÍ BĚLÉ

Iron rich garnets of Devonian quartzites and micaschists close by
the SW margin of the Jeseník Amphibolite Massif
(Hrubý Jeseník Mts.)

(14-242, Bělá pod Pradědem)

Eva Fediuková

Geohelp, Na Petřínách 1897, 162 00 Praha 6

Key words: Bohemian Massif, Hrubý Jeseník Mts., almandine

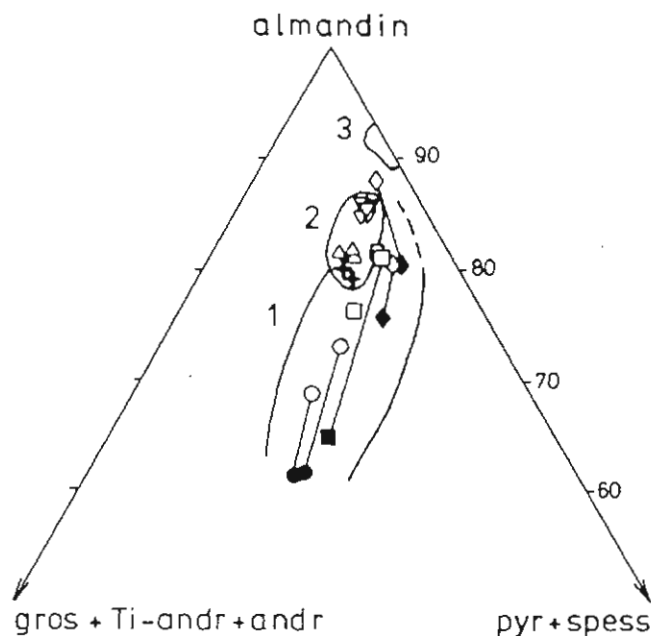
Úvod

Silikátové minerály devonských hornin východní části Hrubého Jeseníku jsou známé svým značně vysokým obsahem železa. Platí to o granátu, biotitu, chloritoidu, staurolitu, chloritu i obecném amfibolu. Prokázala to i zjištění z poslední doby, jmenovitě nálezy cummingtonitu a gruneritu (Fediuková 1995 a, b). Zvláště výraznou železnatostí se vyznačují granáty. Ty v některých kvarcitech a svorech dosahují hodnot Fe^{2+} , které je řadí mezi téměř čisté almandiny, jak doložili již René (1970) a Souček (1976). Kvantitativní analytická data však byla v tomto ohledu jen nehojná a údaje o povaze zonárnosti devonských granátů, na rozdíl od granátů předdevonských hornin Jeseníku (srv. Fediuková et al., 1986) dosud zcela chyběly. Tento nedostatek alespoň zčásti odstraňují výsledky studia granátů hornin spodní části devonského paraautochtonu, a to z kvarcitů a svorů několika mělkých vrtů Geotestu Brno v sv. okolí obce Domašov. Tento materiál je rozšířen i o analýzy granátů z kvarcitových a svorových výchozů téže oblasti. Na mikrosondě ARL SEMQ byly analyzovány následující vzorky, k jejichž lokalizaci je připojen počet analýz a v závorce též paragenéze mafitů:

1. kvarcit J 1/7, hloubka 13-16m, 16 analýz (granát + grunerit ± biotit)
2. kvarcit J 2/7, hloubka 34-35m, 2 analýzy (granát ± muskovit ± biotit)
3. kvarcit J 2/8, hloubka 36m, 5 analýz (granát + biotit ± muskovit)
4. kvarcit J 1/3, hloubka 4-6m, 3 analýzy (granát + biotit ± chlorit)
5. kvarcit J 1/6, hloubka 8-10m, 2 analýzy (granát + muskovit-sericit ± biotit)
6. svor J 1/6, hloubka 10m, 3 analýzy (granát + staurolit + muskovit ± biotit)
7. vzorek 118, d.b. 403, svor, 2 analýzy (granát + muskovit-sericit + alterovaný biotit)
8. vzorek 119, d.b. 403, jemnozrný svor až fylit, 5 analýz (granát + biotit + muskovit-sericit)
9. vzorek 686, svor, 4 analýzy (granát + staurolit + chloritoid + biotit + muskovit)

Chemismus granátů

Převládající podíl Fe^{2+} určuje ve studovaných granátech jako dominantní složku almandinovou. Její množství je v rozmezí od 60 % do 93 %. Projekční body chemismu granátů jsou v trojúhelníkovém diagramu Obr. 1 zřetelně rozděleny do tří skupin: 1. granáty svorů a svorových fylitů, 2. granáty běžných kvarcitů a 3. granáty gruneritových kvarcitů. Skupina 1. se vyznačuje převážně nižšími podíly (60 - 85 %) almandinové složky a zároveň větším podílem a rozptylem složek ostatních (5 - 25 % grossulárové + andraditové + Ti-andraditové a 3 - 25 % pyropové + spessartinové). Granáty 2. skupiny mají vyšší



Obr. 1 Chemismus granátů devonských hornin z okolí Domašova. 1- svory a fylitické svory, 2- běžné kvarcitty, 3- gruneritové kvarcitty. Plně symboly-středky, prázdné symboly-okraje zrn.

podíly almandinové složky (78-86%) a rozptýl i množství složek ostatních jsou značně zúženy. Granáty 3. skupiny se řadí mezi extrémně čisté almandiny (87-93% almandinové složky) s pouze nepodstatným (7-11%) podílem pyropové či spessartinové složky a prakticky zcela nevýznamným

podílem Ca, případně CaFe^{3+} složek. Význam zjištění čistých almandinových konečných členů ve třetí skupině vynikne zejména při zjištění, že nejvyšší obsah almandinu uváděný v posledním kompendiu Deer, Howie, Zussman z roku 1978, je 86.7%. Zonárnost granátů z kvarcitů bývá obtížně zjištělná. Příčinou je kromě několikanásobné deformace jejich detailní provrásnění i v mikroskopickém měřítku a rozvlečení granátových porfyroblastů v krenulační kliváži až do šňůrovitých zbytků. Pokud se zonárnost zachovala, bývá vždy nevýrazná, s tendencí k obohacení okrajů zrna Fe a středů Mg a Mn. Zonárnost granátů ze svorů či fylitů je čitelnější. Granátové porfyroblasty bývají i v deformovaných horninách častěji zachovány, a i jejich zonárnost je vzhledem k pestřejšímu chemismu granátu výraznější. Stále však zůstává i u nich stejná tendence k markantnímu vzrůstu Fe k okrajům zrn a k původnímu

obohacení středů Mg a zejména Mn. Pokles Mg a Mn k okrajům bývá mnohdy strmý.

Závěr

Granáty devonských metapelitů a metapsamitů v okolí Domašova jsou charakterizovány vysokými podíly almandinové složky. Její obsah narůstá v horninové řadě svor-kvarcit-gruneritový kvarcit od 60 % přes 90 %. Zmenšuje se rozpětí zonárnosti, která má vždy povahu nárůstu almandinové složky k okrajům. Vysoké podíly železa řadí zejména granáty gruneritových kvarcitů k téměř čistým almandinovým konečným členům. Obsah Fe v granátu zřejmě souvisí s chemickým režimem devonské sedimentace, která dala místy vznik až polohám železných rud. Numerické hodnoty jednotlivých analýz, které si zájemci mohou vyžádat, jsou archivovány u autorky.

Literatura

- Fediuková E. - Fišera M. - Cháb J. - Kopečný V. - Opletal M. - Rybka R. (1986): Garnets of the pre-Devonian rocks in the eastern part of the Hrubý Jeseník Mts (North Moravia, Czechoslovakia). - Acta Univ. Carol., Geol., 197-234 Praha.
- Fediuková E. (1995a): Grunerit-nový minerál metamorfítů Hrubého Jeseníku. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 80-81. Brno.
- Fediuková E. (1995b): Vztah amfibolů vápníkem bohatých a vápníkem chudých v metabazitech jeseníckého amfibolitového masivu od Domašova. - Zprávy o geol. výzkumech v roce 1994, 50-52. ČGÚ Praha.
- René M. (1970): Petrologie série Červenohorského sedla. - MS, PřFUK Praha 42 s.
- Souček J. (1976): Metamorfóza obalové série sv. části desenské klenby. - MS, PřFUK Praha, 276s.

CENTRÁLNÍ PŘESMYK KARVINSKÉ DÍLČÍ PÁNVE OKR - KINEMATIKA A GENEZE

The Karviná Central Thrust of the Ostrava - Karviná District
(Upper Silesian Coal Basin) - kinematic and genesis studies

(15-44, Karviná)

Radomír Grygar

Institut geologického inženýrství VŠB-TU Ostrava, Tř. 17. listopadu, 708 33 Ostrava

Key words: Upper Silesian Coal Basin, Karviná Central Thrust, dextral transpression, transtension

Karvinskou dílčí pánev lze charakterizovat jako strukturně značně diferencovanou. Variabilní litofaciální a především tektonické poměry jsou mj. odrazem diferencované mobility brunovistulika, tedy podloží pánve a současně vlivu dynamiky postupující variské orogenní fronty - variského akrečního klínu během svrchního karbonu a permu. K tektonické a paleonapětové diferenciaci nemalou měrou přispěla i výrazná postvariská eroze (viz Grygar et al. 1989) a zvláště pak alpinské diferencované pohyby v souvislosti s nasouváním alpinských příkrovů Vnějších Karpat.

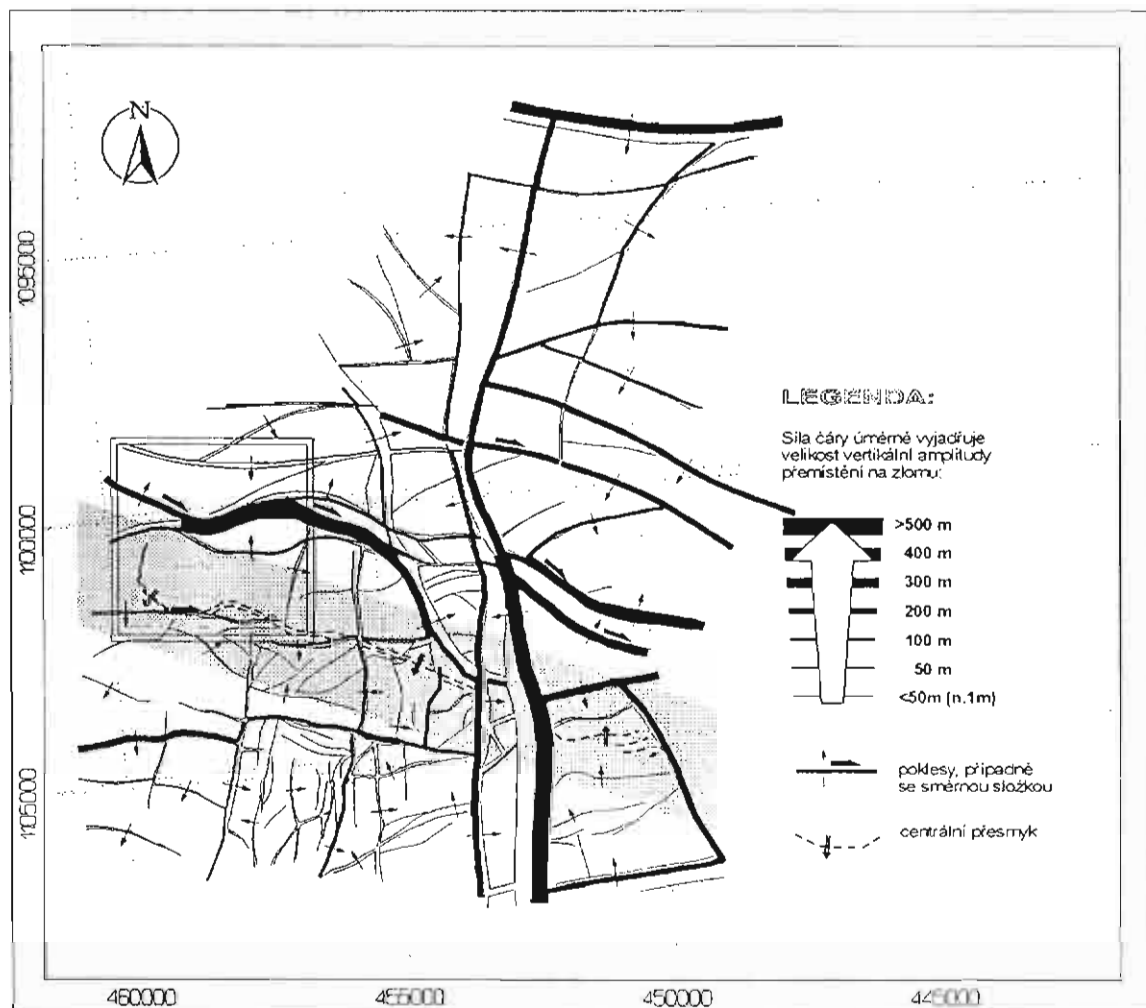
Postavení karvinské dílčí pánve ve vnější, apikální zóně variského akrečního klínu a vliv prevariského relativně

stabilního fundamentu podmínily dominantní úlohu transtenzního deformačního režimu, tj. poklesových a kombinovaných tahových (transtenzních) zlomů během pozdněvariských deformačních fází. Postup těžby do hlubších slojových úrovních, tj. především sedlových vrstev (namur B) však přinesl dostatek podkladů o struktuře, která je postavením ve strukturním plánu pánve a genezí zcela ojedinělá v rozsahu celé hornoslezské pánve - tzv. **centrálním karvinském přesmyku** (viz Obr. 1, 2). První poznatky o existenci centrálního přesmyku ze západní s střední části pánve publikovali již Brieda et al. (1975). Genezi a postavení této anomální regionální struktury v rámci tektonické stavby hornoslezské

černouhelné pánve je věnován i následující příspěvek.

Zásadní význam z hlediska primárního strukturně-tektonického členění karvinské dílčí pánve má **dětmarovická střížná zóna** (viz obr. 3). Grygar *et al.* (1989) takto označili zsz.-vjv. pásmo zvýšeného tektonického přetvoření, shodující se směrově a v zásadě i pozičně s průběhem dětmarovického erozního výmolu. Nejvýznamnějším

Pásmo centrálního karvinského přesmyku směru ZSZ-VJV rozděluje karvinskou dílčí pánev na její jižní, z hlediska strukturně-tektonických poměrů stabilnější oblast, v zásadě odpovídající nadložní kře centrálního přesmyku a naopak její mobilnější úsek severní, korespondující s tektonickým podložím hlavní přesmykové zóny. Vzhledem k zonální povaze centrálního přesmyku

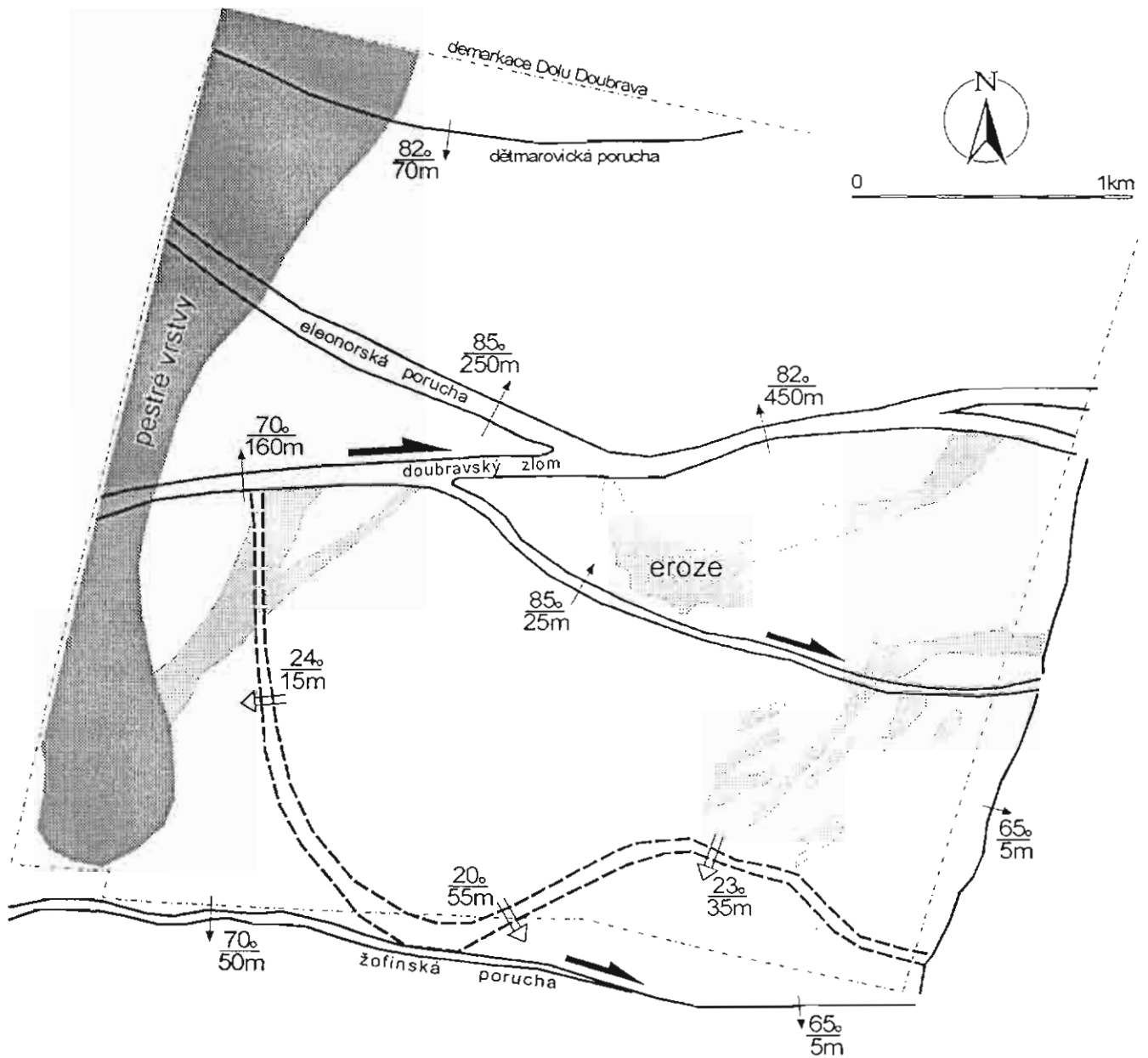


Obr. 1 Základní regionální zlomy karvinské dílčí pánve OKR. Zóna centrálního karvinského přesmyku je šedě podbarvená. Dvojitý obdelník vymezuje oblast zobrazenou na obr. 2.

poruchám v rámci této zóny odpovídají zlomy doubravské a eleonorská porucha, které vykazují největší vertikální amplitudou přemístění. Deformační projevy střížné zóny samotné však lze pozorovat ještě více na jih, a to až k tektonickým příkopům žofinské a jindřišské poruchy (viz Grygar *et al. opus cit.*). Jižní limit takto vymezené střížné zóny koinciduje s průběhem pásma **centrálního karvinského přesmyku**. Jeho projevy jsou dnes známy bezprostředně východně za orlovskou poruchou v dobývacím prostoru Dolu Doubrava a v souvislém pokračování jej lze sledovat dále na východ až na Dole ČSM. Nejvýchodnější pokračování jsme studovali v důlní dokumentaci sousedního Dolu Mortzinek v polské části karvinské dílčí pánve. Celková směrná délka zóny centrálního přesmyku, dnes ověřená důlními pracemi, přesahuje 10 km. Přesmyk má současně velmi proměnlivou vertikální amplitudou přemístění (řádově n. 1m - n. 10m).

(nejedná se o jednoduchý násun, nýbrž složitý systém dílčích násunů a kompresních deformací často i opačné jižní vergence), malému úklonu jeho hlavní násunové plochy (10 - 30°), jakož i některým dalším specifickým rysům (viz Grygar *et al.* 1989, Kumpera *et al.* 1992 atd.), je deformační a napětový vliv, jakož i charakter této struktury značně závislý na vertikální pozici v uhlonosném souvrství, ale i reologických poměrech konkrétní části vrstevního sledu.

Významným rysem centrálního přesmyku je jeho genetická souvislost s dětmarovickou střížnou zónou, která se vyznačuje transtenzním deformačním režimem (Grygar *et al.* 1989). Tenzně gravitační paleonapětový režim v pásmu zmíněné zóny byly současně doprovázen pravostrannými posuny na dílčích doprovodných zlomech a celkový pravostranným prostým stříhem (viz Obr. 2). Nejlépe lze pravostranný stříh v široké zóně centrálního



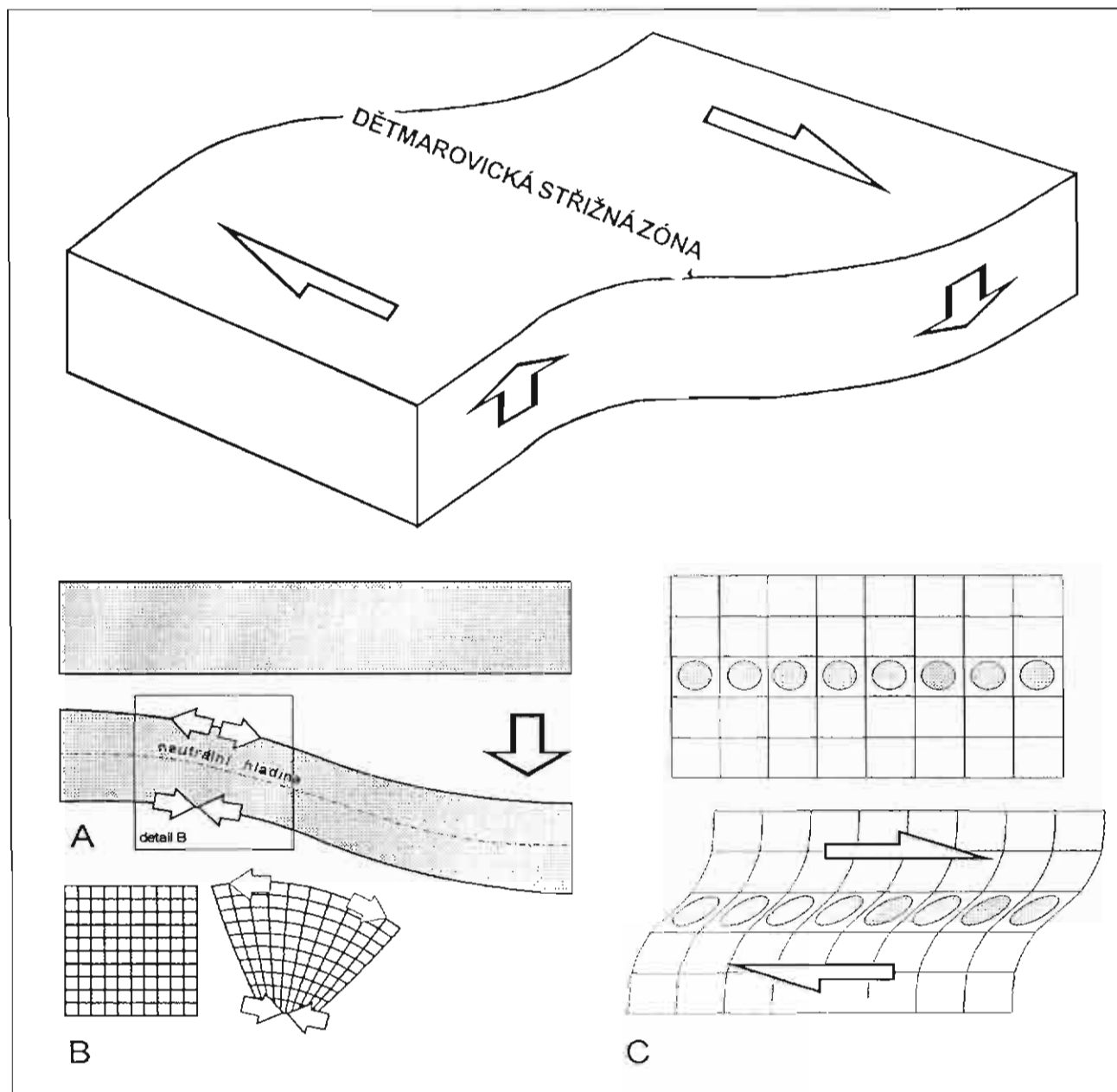
Obr. 2 Základní zlomy dobývacího prostoru Dolu Doubrava (vymezení oblastí viz obr. 1) s erozními výmoly v 37. sloji (spodní sedlové vrstvy) dislokovanými a rotovanými v důsledku celkové dextrální střížné deformace v pásmu jižního limitu dětmarovické střížné zóny.

přesmyku demonstrovat na deformacích a prostorové rotaci erozních výmolů (viz Obr. 2). První záznamy o pravostranné směrné složce přemístění na jedné z významných poruch systému dětmarovické střížné zóny - žofinské poruše, publikovali již *Danys a Sivek (1976)*.

V důsledku pravostranného stříhu docházelo k rozvoji anomálních napětíových polí, díky jejichž rozvoji byla výrazná sv.-jz. extenze doprovázena kosou kompresí - transpresí ve směru SZ-JV a to především ve stratigraficky nižších, tedy strukturně hlubších členech vrstevního sledu karvinského souvrství (viz Obr. 3). S největší intenzitou deformačních projevů centrálního přesmyku se proto zákonitě setkáváme ve slojích spodních sedlových vrstev, zatímco ve vyšších vrstvách sušských nejsou projevy odpovídajících transpresních deformací prakticky známy. Intenzita deformací v zóně centrálního přesmyku tedy postupně vyznívá směrem do vyšších částí vrstevního sledu a naopak. S dalším postupem těžby do hloubky lze proto zákonitě očekávat narůstající vliv deformačních projevů centrálního přesmyku, spolu

s posunem jeho stopu k jihu, ve smyslu plochých úklonů hlavní násunové zóny.

Z celkové strukturní konfigurace a geneze centrálního přesmyku lze odvodit sz.-jv. orientaci maximálních lokálních variských paleonapětí ve vnitřní strukturní zóně pod tzv. inflexní (neutrální) hladinou **flexury dětmarovického výmolu**. V této skutečnosti lze hledat další příčinu vzniku polygenetické struktury, jakou centrální přesmyk představuje. Osa flexury je směrově totožná s průběhem stopy centrálního přesmyku a její vývoj lze spojovat s transtenzním prohybem karvinského souvrství do centra dětmarovické deprese. Konečný výškový rozdíl - vertikální amplituda přemístění mezi vyšší jižní a pokleslou severní krou dosahuje řádově 1000 m. Vnitřní (strukturně hlubší) zóna flexury je napětíově přitížená - komprimována, vnější (nad inflexní hladinou) odlehčená - deformována výlučně v tenzně gravitačním režimu (*Grygar et al. 1989*). Jde o typický příklad vývoje lokálních paleonapětíových polí v důsledku rozvoje konkrétní tektonické struktury.



Obr. 3 Základní aspekty deformace dětmarovické strižné zóny podmiňující vznik a rozvoj polygenetické struktury centrálního karvinského přesmyku: A a B - schématické znázornění vývoje přidatných kompresních napětí ve vnitřní zóně dětmarovické flexury, C - sz.-jv. komprese podmíněná pravostranným prostým sřihem v dětmarovické strižné zóně. Bližší vysvětlení v textu.

Závěr

Centrální karvinský přesmyk reprezentuje typickou polygenetickou strukturu, která je svou strukturální pozicí a genezí naprosto anomální v rámci celé hornoslezské pánve. Rozsahem a významem, mj. i z hlediska komplikací, které tato struktura způsobuje při těžbě uhlí ve stratigraficky nižších slojích sedlových vrstev karvinského souvrství, se jedná o významnou regionální strukturu (dnes ověřená směrná délka přesahuje 10 km).

Radiální postavení centrálního přesmyku, vzhledem k hlavním podélným strukturám v pánvi (michálkovičká a orlovská porucha atd.), se přesmyk vymyká celkovému deformačnímu schématu moravskoslezské větve variscid. V samotné hornoslezské pánvi, a to ani v její podstatně více deformované západní části (ostravská a petřvaldská dílčí pánve) se kompresní struktury směru zsz.-vjv., ani sblíženého, odpovídající směru centrálního přesmyku, nevyskytují. Rovněž dále k západu, ve flyšové pánvi kulmu

Nízkého Jeseníku nejsou podobné struktury známy. Regionální kompresní struktury sudetského směru v rámci moravskoslezské zóny Českého masivu jsme zjistili pouze v zábřežské jednotce (např. Grygar 1988, 1992). Podobně jako v případě centrálního přesmyku jsou i zde deformace syngenetické s pravostrannými posuny a celkovým dextrálním prostým sřihem podél tektonických zón sudetského směru. Žádné kinematické ani obdobné indicie, které by svědčily pro regionální jz.-ssv. konvergenci, tedy kolmo na směr kompresních struktur tohoto typu nebyly v moravskoslezské zóně, včetně hornoslezské pánve, zjištěny.

Centrální karvinský přesmyk tedy odpovídá rozsáhlé zóně kompresních deformací souvisejících s komplexním polyfázovým vývojem jižního okraje dětmarovické strižné zóny, především s pravostranným prostým sřihem (viz Grygar et al. 1989). Současně se na jeho vzniku a vývoji spolupodílely kompresní deformace v

nižší strukturální hladivě (pod tzv. neutrální hladinou) jižní okrajové transtenzní flexury dětmarovické střížné zóny.

Pod zorným úhlem předložených zjištění týkajících se přesmykových deformací sudetského směru v sedimentárním pokryvu brunovistulika typu centrálního přesmyku by bylo zajisté velmi účelné komplexně, především

však z hlediska kinematiky a charakteru deformace, vyhodnotit i některé další směrově blízké struktury sedimentárního patra brunovistulika, např. v oblasti devonu moravského krasu (viz Hladil et al. 1991 atp.).

Literatura:

- Brieda J., Kumpera O., Sivek M., Tomis L. (1975): Studie základních ruptur a jejich systémů v karvinské části hornoslezské pánve. - Čas. Slez. muzea, A, 24, 97-108.
- Danys V., Sivek M. (1976): Existence směrové složky pohybu na některých poklesových dislokacích v dobývacím prostoru Dolu Doubrava, OKR. - Sbor. věd. prací Vys. šk. báňské v Ostravě, 32, 111-115.
- Dopita M., Kumpera O. (1993): Geology of the Ostrava-Karviná coalfield, Upper Silesian Basin, Czech Republic, and its influence on mining. - Inter. J. Coal Geol., 23, 291-321.
- Grygar R. (1988): Some aspects of geotectonical development of the Moravo-silesian region of the Bohemian Massif. - In: Z. Kukař (edit.): Proceed. 1st Inter. Conf. Bohemian Massif, Prague, Sept. 26-Oct. 3., 1988, 101-111.
- Grygar R. (1992): Kinematics of Lugosilesian orocline accretion wedge in relation to the Brunovistulian foreland. - Sbor. věd. prací Vys. šk. báňské v Ostravě, ř. hor.-geol., 38, 1, 49-72.
- Grygar R. (1993): Geneze a variský kinematický vývoj Brunovistulika s ohledem na postavení hornoslezské pánve v rámci variského tektogenu. - Sbor. VII. uhel. geol. konf. přírodov. fak. (Praha), 75-82.
- Grygar R., Adamusová M., Doležalová J., Kalendová J. (1989): Strukturální pozice a paleodynamický vývoj hornoslezské pánve, zvláště její karvinské části vzhledem ke genezi důlních ofesů. - Sbor. věd. prací Vysoké školy báňské v Ostravě, ř. hor.geol., 35, 1, 39-84.
- 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, 1, 57-119.
- Kotas A. (1983): Structural Evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). - X. Congr. Int. Strat. Coal Carb., Madrid 1983, C.R.3, 459-469.
- Kumpera O., Adamusová M., Kalendová J. (1990): Zlomová stavba centrální části karvinské oblasti hornoslezské pánve. - Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. v Ostravě, 36, 1, 3-29.

ORIENTACE HLAVNÍCH SMĚRŮ VARISKÝCH PALEONAPĚTÍ VE VÝCHODNÍ ČÁSTI NÍZKÉHO JESENÍKU

Orientation of Variscan main paleostress directions in the eastern part
of the Nížký Jeseník Upland

Josef Havíř

ÚFZ MU, Ječná 29a, 612 46 Brno

Key words: paleostress analysis, Nížký Jeseník

Dobrou představu o orientaci hlavních směrů paleonapětového pole může poskytnout především analýza kinematických indikátorů na plochách zlomů. K jednoduchým metodám paleonapětové analýzy patří grafická metoda "klínů" (Angelier, Mechler 1977). K řešení vede při použití této metody pouze analýza

kinematických indikátorů vzniklých ve stejném napětovém poli. O přibližné orientaci maximálního tahového napětí lze uvažovat také na základě orientace tahových puklin s idiomorfními krystaly s orientací blízkou normále plochy. Tyto krystaly se ovšem tvoří na již existujících vhodně orientovaných křehkých strukturách, maximální tah tedy

působil ve směru os nově vytvořených krystalů a nikoli ve směru normály tahové plochy.

Orientace hlavních směrů paleonapětí

Kinematické indikátory na zlomech

Ve východní části Nízkého Jeseníku (moravické a hradecko-kyjovické souvrství) byly nalezeny zlomy s indikátory pohybu různého charakteru. Často se lze na jedné lokalitě setkat současně s přesmyky i poklesy, případně s horizontálními pohyby, které ovšem musely vzniknout ve vzájemně naprosto odlišných napětíových polích. Bylo proto nutné vyčlenit ze souborů všech měření vždy jen ta, která mohla vzniknout současně. Takto vybrané podskupiny dat obsahovaly na jednotlivých lokalitách většinou velmi malý počet měření. Lepší výsledky mohla poskytnout společná analýza měření z více lokalit. Byly vyčleněny čtyři regiony (Obr. 1) a kinematická data z různých lokalit byla vyšetřována v rámci každého regionu společně.

Analýza kinematických indikátorů na plochách zlomů nepřinesla v regionu A žádný věrohodný výsledek. Byly zjištěny především horizontální pohyby s různými smysly pohybu. V některých případech si však smysl pohybu u různých zlomů vzájemně odporoval.

V ostatních regionech bylo možné vyčlenit několik různých paleonapětíových polí. Ve všech třech regionech byla zjištěna napětíová pole odpovídající násunové tektonice, s přibližně vertikálním maximálním tahem. Maximální komprese působila přibližně ve směru ZSZ-VJV, v regionu B snad až ve směru SZ-JV (Obr. 2). Ke stejnému výsledku dospěl ve svých starších pracích také Grygar (1991).

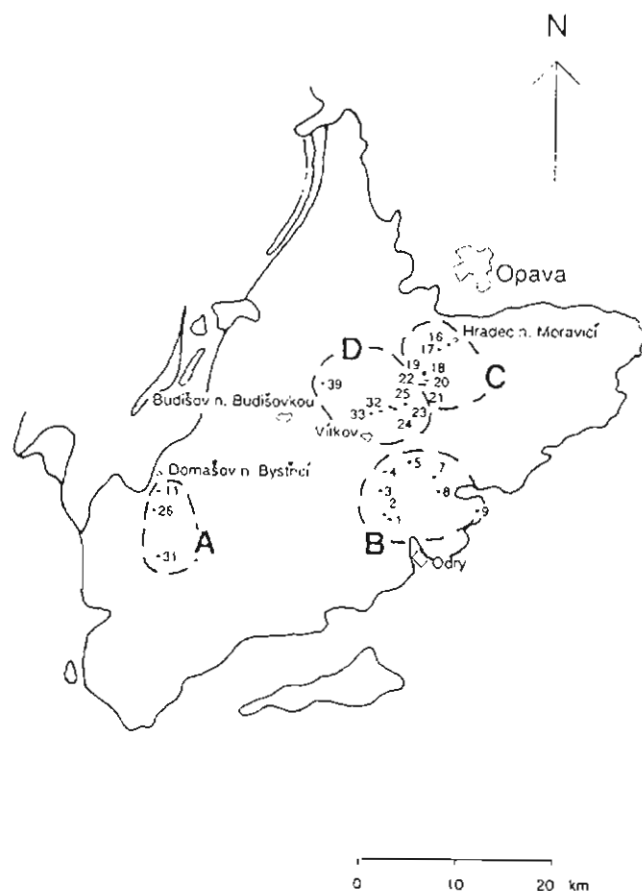
Ve všech třech regionech byla zjištěna také napětíová pole odpovídající naopak tvorbě poklesů. Maximální komprese působila v tomto případě přibližně vertikálně, orientace maximálního tahu je ovšem méně zřetelná. V jižnějším regionu B je maximální tah orientován na základě výsledků paleonapětíové analýzy ve směru SZ-JV. Analýza v regionu D však ukazuje oproti tomu na tah ve směru V-Z až SV-JZ.

Horizontální pohyby na zlomech byly zjištěny ve všech regionech, ale pouze v rámci regionu D bylo měřeno dostatek dat pro paleonapětíovou analýzu. Jejím výsledkem je orientace maximální komprese ve směru SV-JZ a maximálního tahu ve směru JV-SZ.

Tahové pukliny

Zajímavou informací o charakteru paleonapětíového pole mohou poskytnout orientace puklin s idiomorfními krystaly indikujícími významný tah paralelně s jejich normálami (Obr. 3). Směr maximálního tahu ovšem není paralelní se směrem normál tahových puklin ale se směrem os krystalů křemene vyvinutých na plochách těchto puklin. Přitom rozdíl mezi orientací os krystalů na plochách tahových puklin a orientací normál těchto puklin mohou být významné. Na lokalitě 22 byl zjištěn rozdíl 12°, jinde však může dosahovat i mnohem vyšších hodnot. Pokud však považujeme odchylky orientace normál puklin s indikátory tahu od směru maximálního tahu za náhodné, lze o směru maximálního tahu uvažovat jako o středním směru

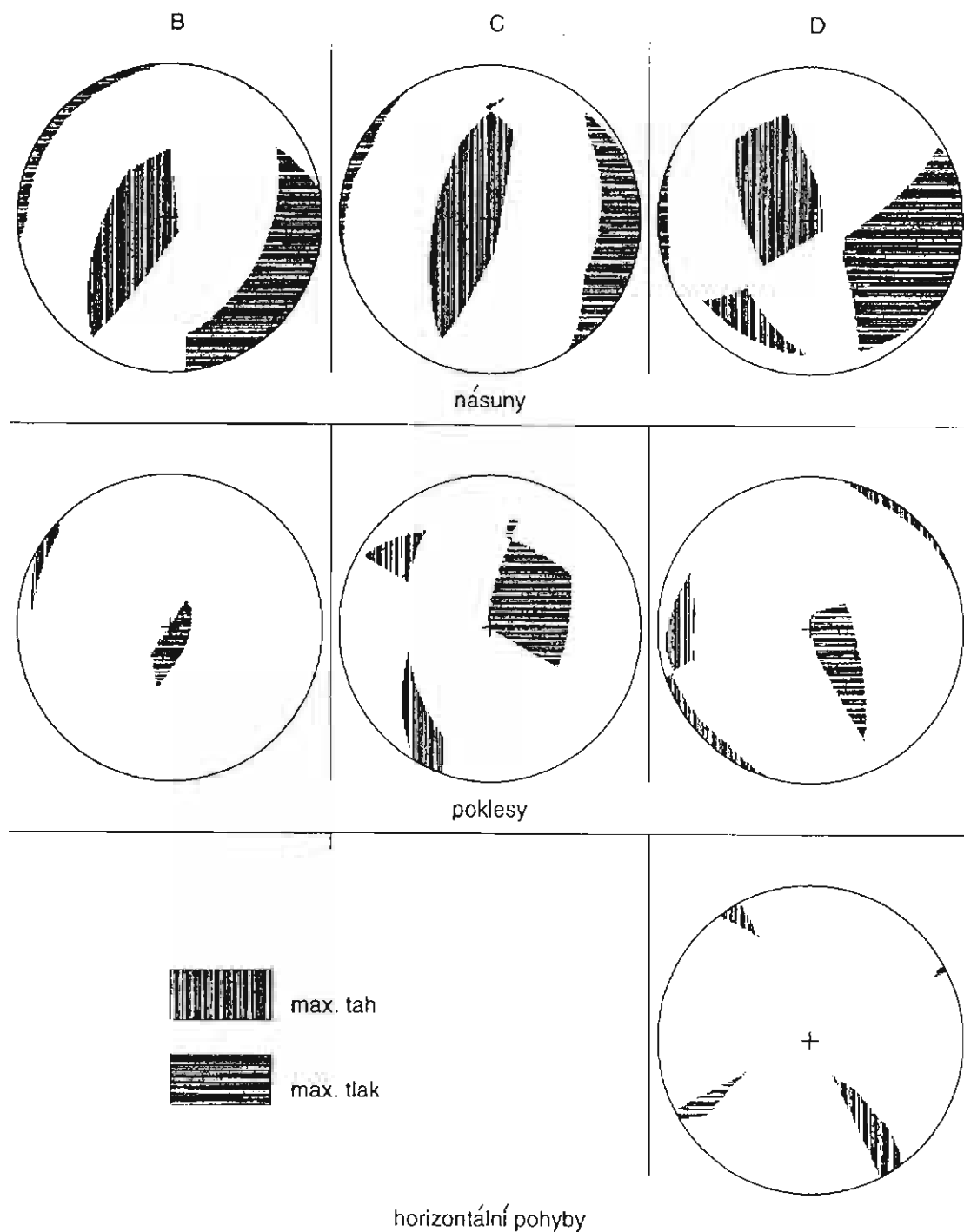
normál tahových puklin. To by znamenalo orientaci maximálního tahu blízkou směru S-J (Obr. 3). Indikátory tahu byly zjištěny také na některých strmých zlomech s normálami zhruba severojižního směru společně s indikátory pohybu ukazujícími na významnou složku horizontálního střihu. Nejsou zde pochopitelně uvažovány idiomorfní krystaly vyvinuté v tlakových stínech, které vznikly během střížných pohybů určených na základě jiných kinematických indikátorů. Idiomorfní krystaly orientované téměř kolmo na plochu zlomu tu svědčí o vlivu dalšího napětíového pole, které se svým charakterem lišilo od staršího napětíového pole spjatého s horizontálním střihem.



Obr. 1: Plánek lokalit se zjištěnými kinematickými indikátory a jejich rozdělení do čtyř regionů.

Stáří paleonapětíových polí

Relativní stáří paleonapětíových polí může být za příznivých podmínek určeno na základě vzájemného překrývání se různých generací kinematických indikátorů na jedné ploše. Ve východní části Nízkého Jeseníku však byly takové překryvy pozorovány jen vzácně. Na lokalitě číslo 1 byly na jedné ploše indikátory ukazující na násunový pohyb překryty mladšími striacemi indikujícími horizontální posun. Další překryv kinematických indikátorů bylo pozorováno na jedné zlomové ploše na lokalitě 32. Indikátory ukazující pokles tu překrývaly nezřetelné striace vzniklé při starším horizontálním pohybu. Uvedené překryvy by ukazovaly na největší relativní stáří paleonapětíového pole spjatého s přesmyky, mladší by pak byly horizontální pohyby a nejmladší paleonapětíové pole



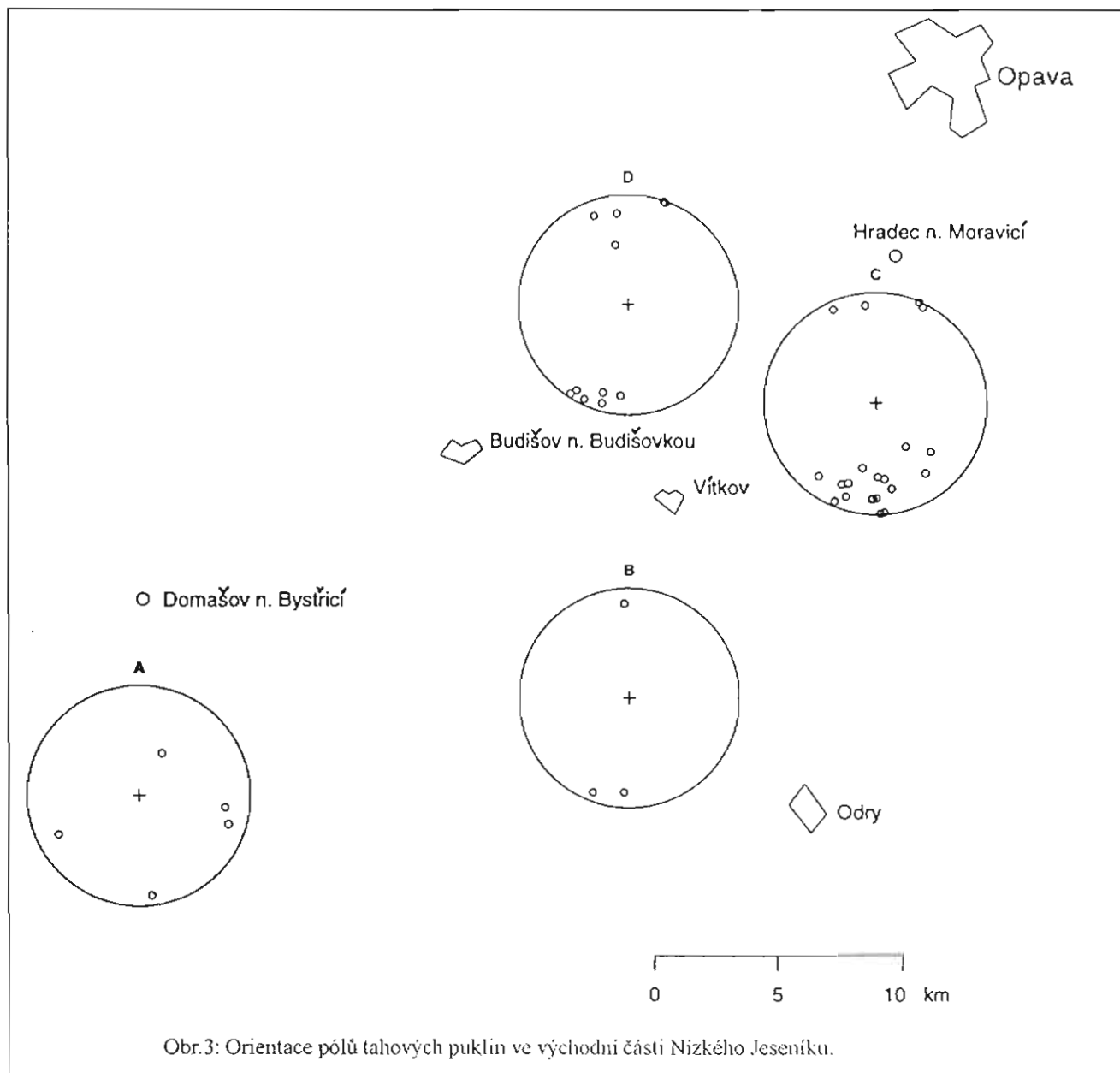
Obr.2 Výsledky paleonapětové analýzy metodou "klinů" v regionech B, C a D.

by bylo spjaté s tvorbou poklesů.

Uvedené relativní stáří dobře odpovídá předpokládanému vývoji napětového pole během variské orogeneze. Horizontální komprese je nejprve příčinou vzniku přesmyků, později horizontálních posunů. Po vyznění komprese pak vznikají vlivem gravitačního rozpadu orogenu poklesy. Podobné relativní stáří paleonapětových polí je tedy pravděpodobné i v případě východní části Nizkého Jeseníku. Výše zmíněné překryvy kinematických indikátorů na plochách zlomů toto relativní stáří potvrzují. Přesto uvedené relativní stáří nelze vzhledem k malému počtu zjištěných překryvů považovat za zcela prokázané.

Český masív, zvláště jeho východní část, byla pochopitelně významně ovlivněna také mladší alpínskou orogenezí. Některé z měřených pohybů na zlomech mohou být spjaty právě s touto orogenezí. Většinu pohybů a tedy i zjištěná paleonapětová pole lze ale pravděpodobně pokládat za variské. Především paleonapětové pole spojené s horizontálními pohyby předpokládá podstatné vertikální zatížení, které lze očekávat spíše v průběhu orogeneze, než po jejím ukončení a následné denudaci.

Rotace hlavních směrů paleonapětí
Zajímavý je rozdíl mezi orientací maximální komprese



Obr.3: Orientace pólů tahových puklin ve východní části Nizkého Jeseníku.

u paleonapětových polí spjatých s násunou na jedné straně a u pravděpodobně mladšího pole spojeného s horizontálními pohyby na straně druhé. Násunová paleonapětová pole ukazují ve všech třech regionech, kde byly zjištěny, shodně orientaci maximální komprese ve směru ZSZ-VJV až SZ-JV. Oproti tomu maximální komprese u pole spojeného s horizontálními sřihy je orientována ve směru SV-JZ. Toto mladší paleonapětové pole bylo zjištěnou pouze v regionu D, alespoň v tomto regionu je však tak dokumentována rotace směru maximální komprese.

Rotaci směru maximální komprese není nutné vysvětlovat pouze změnou v orientaci regionálního napětí. Relativní rotace mohla být způsobena ve skutečnosti také rotací prostoru, aniž by se orientace regionálního napětí zásadním způsobem změnila. Takovou rotaci předpokládá na východním okraji Českého masívu řada autorů (např. Grygar, Vavro 1994; Hladil 1995; Krs a kol. 1995).

Literatura:

- Angelier J., Mechler P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. - Bull. Soc. géol. Fr., 7, 6, 1309-1318. Paris.
- Grygar R. (1991): Strukturně-kinematická analýza SV okraje Českého masívu, Záv. zpráva HS 105/90. - MS archiv VŠB Ostrava.
- Grygar R., Vavro M. (1994): Geodynamic model of evolution of Lugosilesian orocline of European Variscan belt. - J. Czech Geol. Soc., Evolution of Variscan (Hercynian) and comparable Palaeozoic orogenic belts, 39, 1, 40-41. Praha.
- Hladil J. (1995): Argumenty pro pravostrannou rotaci bloků ve variscidech Moravy - analýza faciálních disjunkcí devonu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 44-48. Brno.
- Krs M. a kol. (1995): Paleomagnetický doklad pro variskou paleotektonickou rotaci moravských devonských hornin. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 53-57. Brno.

VNITŘNÍ STAVBA KULMSKÝCH SLEPENCŮ VÝCHODNÍ ČÁSTI NÍZKÉHO JESENÍKU

Inner fabric of Culmian conglomerates of the Eastern part of the Nízky Jeseník Upland

Josef Havíř

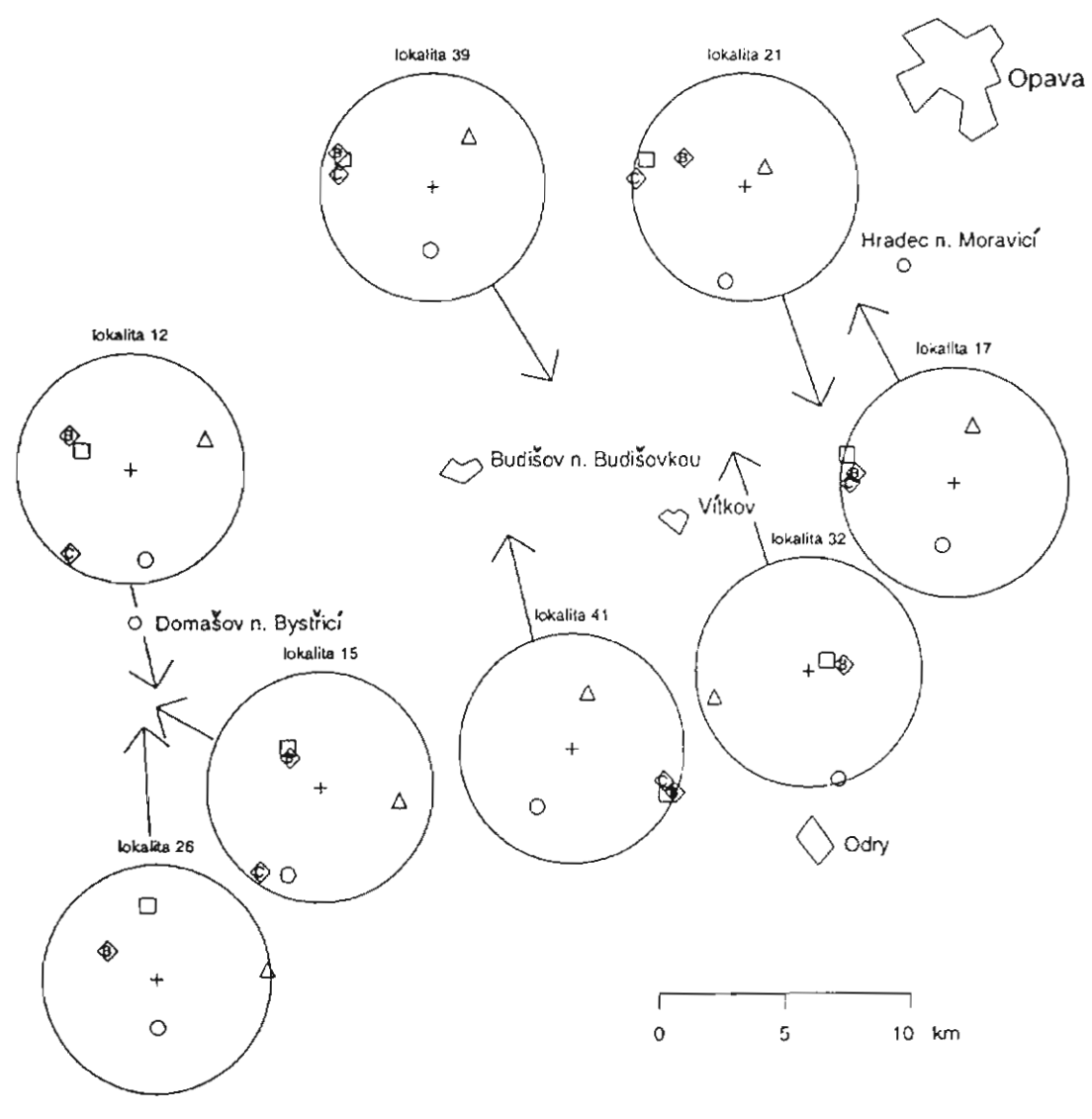
ÚFZ MU, Ječná 29a, 612 46 Brno

Key words: strain analysis, Culmian conglomerates, Nízky Jeseník

Již dřívější výzkumy anizotropie magnetické susceptibility kulmských sedimentů ve východní části Nízkeho Jeseníku (moravické a hradecko-kyjovické souvrství) ukázaly nízkou plastickou deformaci těchto sedimentů. Jejich vnitřní stavba je na základě tvarů a orientací elipsoidů anizotropie magnetické susceptibility považována jen za částečně deformačního,

v hradecko-kyjovickém souvrství místy dokonce zcela sedimentárního původu (Hrouda a kol. 1976). Výsledné orientace valounů ve slepencích jsou pak ovlivněny jak směrem přínosu klastik do pánve a směrem proudění v pánvi, tak i plastickou deformací slepence po jeho uložení.

Vnitřní stavba zkoumaných slepenců je vyjádřena pomocí tzv. elipsoidu konečné stavby spočteného podle



○ dlouhá osa △ střední osa □ krátká osa ◆ pól vrstevnatosti ◆ pól kliváže

Obr. 1: Plánek lokalit se zjištěnými elipsoidy konečné stavby kulmských slepenců východní části Nízkeho Jeseníku a zobrazení orientací hlavních os těchto elipsoidů.

metody Shimamoto - Ikeda (Shimamoto, Ikeda 1976). Ne všude ale bylo možné aplikovat přímo třírozměrnou metodu deformační analýzy, na některých lokalitách byla metoda Shimamoto - Ikeda použita v dvourozměrné formě a její výsledky ve třech různých řezech pak byly kombinovány do výsledného elipsoidu. Analyzovány byly slepence z osmi různých lokalit v rámci moravického a hradecko-kyjovického souvrství. Počet lokalit je příliš nízký pro podrobnější studium plastické deformace těchto kulmských slepenců. Smyslem práce je postihnout především hlavní rysy jejich výsledné stavby.

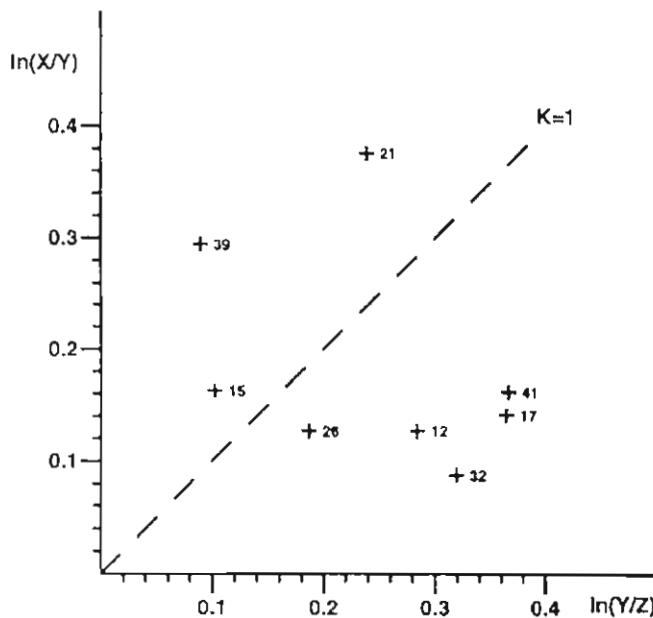
Na první pohled je patrný úzký vztah směrů krátkých os elipsoidů konečné stavby se směry normál ploch vrstevnatosti (obr.1). Úhel svíraný krátkými osami a normálami vrstevnatosti přesáhl hodnotu 30° pouze u lokality 26, kde však přesnost určení orientací hlavních os byla nižší než na jiných místech. S výjimkou bělských slepenců moravického souvrství lze ale podobný vztah krátkých os elipsoidů konečné stavby najít také vzhledem k normálám puklinové kliváže, která je dobře patrna především v polohách břidlic. Orientace dlouhých os elipsoidů konečné stavby je ve všech případech blízká směru S-J až SSV-JJZ. Tato skutečnost může být výsledkem vlivu podélného proudění v pánvi, které je předpokládáno na základě orientace sedimentárních lineací převážně ve směru SSV-JJZ (Kumpere 1983), ale také případného příčného zkrácení prostoru během variské orogeneze.

Dílejší výsledky analýzy slepenců hradecko-kyjovického souvrství byly publikovány již v loňském roce (Havíř 1995). Elipsoidy získané na lokalitách 17 a 32 jsou výrazně oblátní, jejich krátká osa je bližší pólu vrstevnatosti než pólu kliváže. Je však třeba upozornit na velmi malý rozdíl mezi orientací vrstevnatosti a kliváže. Na lokalitě 21, kde je rozdíl v orientaci vrstevnatosti a kliváže podstatný, je oproti tomu směr krátké osy elipsoidu konečné stavby zřetelně bližší pólu kliváže. Výsledný elipsoid konečné stavby na lokalitě 21 se navíc vyznačuje prolátní stavbou a poměrně vysokou anisotropií, což může svědčit spíše o deformačním než o primárním původu (Obr.2).

Elipsoidy konečné stavby bělských slepenců moravického souvrství studované v údolí Bystřice ukazují na úzký vztah k vrstevnatosti. Směry jejich krátkých os se však výrazně liší od orientace pólu kliváže. Tvar elipsoidů konečné stavby je spíše oblátní. Na základě výzkumů anizotropie magnetické susceptibility označil Hroudou stavbu sedimentů moravického souvrství jako částečně deformační (Hroudou a kol. 1976). Elipsoidy konečné stavby bělských slepenců však svědčí pouze o vertikální kompakci sedimentu, deformační fáze spojená se vznikem kliváže neovlivnila vnitřní stavbu slepenců.

Vnitřní stavba slepenců byla zkoumána také na dvou lokalitách v moravickém souvrství v okolí Budišova. V obou případech šlo o běžnější typ slepenců s drobovou matrix. "Skluzové" slepence s písčitojilovitou matrix, které byly z okolí Budišova také popsány (Maštera 1972), nebyly vyšetřovány. Krátké osy elipsoidů konečné stavby slepenců z okolí Budišova mají směr blízký jak pólu vrstevnatosti tak pólu kliváže, podobně jako v případě

slepenců z hradecko-kyjovického souvrství. Výrazně se elipsoidy konečné stavby z obou lokalit od sebe liší svým tvarem, zatímco elipsoid z lokality 41 je výrazně oblátní, elipsoid z lokality 39 má výrazně prolátní tvar. Charakterem své vnitřní stavby se slepence z lokality 41 tedy podobá slepencům z hradeckých drob s oblátními elipsoidy konečné stavby.



Obr.2: K-graf elipsoidů konečné stavby kulmských slepenců východní části Nizkého Jeseníku.

Elipsoidy konečné stavby kulmských slepenců východně od šternbersko-hornobenešovského pruhu svědčí o podstatném vlivu primární synsedimentární stavby na jejich současnou orientaci. Jak v hradecko-kyjovickém tak v moravickém souvrství byly ovšem získány také elipsoidy, u kterých lze předpokládat výraznější ovlivnění plastickou deformací (lokality 21 a 39). Ostatní elipsoidy mají převážně oblátní stavbu (obr.2), která může svědčit o silné vertikální kompakci sedimentu, jaká je na základě vyšetřování anizotropie magnetické susceptibility předpokládána také Hroudou (Hroudou a kol. 1976).

Vliv další plastické deformace na charakter většiny elipsoidů konečné stavby nelze spolehlivě doložit. Deformační fáze spojená se vznikem vrás mechanismem ohybu se skluzem nemusela výrazněji postihnout vnitřní stavbu ohýbaných vrstev. Současně však nelze vyloučit případný vliv slabého příčného zkrácení paralelně s rovinou vrstevnatosti, které by probíhalo během vrásnění (nebo před ním). Takový mechanismus by neovlivnil blízkost orientace krátkých os elipsoidů konečné stavby a normál vrstevnatosti. Na Dražanské vrchovině svědčí pro takový mechanismus plastické deformace slepenců mystejovického souvrství, které jsou stratigraficky částečně srovnávány s moravickým souvrstvím, rozdílné orientace hlavních os elipsoidů konečné stavby, které byly získány analýzou jednak valounů sedimentárních hornin a jednak valounů rigidnějších vyvěřelých a metamorfovaných hornin. Je tedy možné uvažovat o částečně deformační vnitřní stavbě také u slepenců s oblátními tvary elipsoidů konečné stavby a se směry jejich krátkých os blízkými normále vrstevnatosti.

Literatura:

- Haviř J. (1995): Předběžné výsledky deformační a paleonapětové analýzy ve východní části Nizkého Jeseníku. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 42-43. Brno.
- Hrouda F. et al. (1976): Výzkum anizotropie magnetické susceptibility paleozoického komplexu sedimentů Nizkého Jeseníku (závěrečná zpráva). - MS archiv a. s. Geofyzika. Brno.
- Kumpera O. (1983): Geologie spodního karbonu jeseníckého bloku. - Knih. Ústř. Úst. geol., sv. 59, 5-172. Praha.
- Maštera L. (1972): Dva typy slepenců moravických vrstev v širším okolí Budišova. - Čas. mineral. geol., 17, 4, 403-411. Praha.
- Shimamoto T., Ikeda Y. (1976): A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects I. Basic theory. - Tectonophysics, 36, 315-337. Amsterdam.

KOLONIZACE MOŘSKÉHO DNA A GLOBÁLNÍ KRIZE EKOSYSTÉMU: POZDNÍ DEVON, ÚDAJE Z LOMŮ CEMO A.S. V MOKRÉ

Colonisation of the sea-floor and global crises of the ecosystems: Late Devonian, data from the quarries of the CEMO Inc. at Mokrá

(24-41, Vyškov)

Jindřich Hladil

Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 16502 Praha 6 - Lysolaje, e-mail: lucie@gli.cas.cz

Key words: colonisation, benthos palaeoecology, biological crises, Late Devonian.

Abstract

Evolution of four parameters (diversity, productivity, coverage and patchiness) was correlated with the processes of extinction/recovery. Two different models are suggested for two different crises and consequent recoveries. (1) The recovery using of ecosystem reconstruction is typical by common rise of all parameters, each the next with a short delay: diversity -> uniformity -> coverage -> productivity. The antecedent extinction and post-crisis-syndrome patterns display, vice versa, a decrease in these parameters. (2) However, a fatal collapse was signaled by synchronous decrease in productivity, and increase in uniformity and coverage. These unlucky pattern occur even during the pre-crisis peak of the diversity. The subsequent recovery forms ecosystem of new type, with more primitive components.

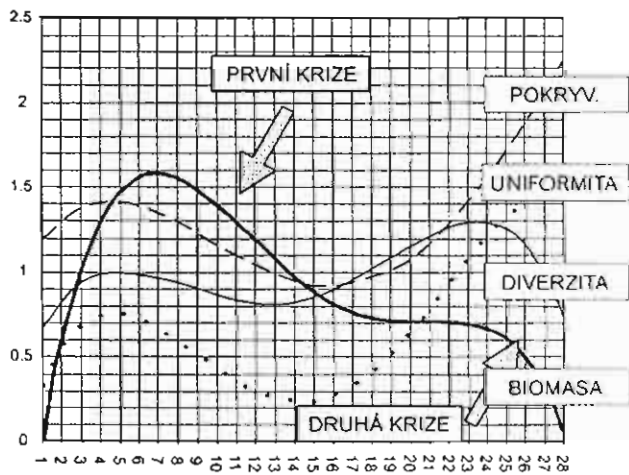
Profil. Západní lom Mokrá, při vjezdu do horní etáže; "U transformátoru". 6 m profilu, intervaly č. 'I-IV' v macošském souvrství, int. 'V' na bázi lišeňského souvrství (Hladil et al. 1989, Čejchan - Hladil, v tisku).

Diverzita. Mnoho problémů vnáší už rozhodnutí, co to je jedinec. Existují různé uzpůsobené konstrukce organismů, vzhledem k jejich modularitě, genové odlišnosti, reprodukci a chování. Hlavní typy konstrukcí v Mokré jsou: (a) soléři (např. bentózní foraminifery, gastropodi, brachiopodi), (b) klonové kolonie (např. stromatoporoidi - Tienodictyon, Labechia; tabuláti - Scoliopora, Aulostegites), (c) retro-kolonie (např. koloniové organismy navracející se nebo simulující solitérní tvary - ?amfiporidi Novitella; rugózní koráli - Tabulophyllum), (d) modulární organismy různých typů (baktérie, řasy, a živočišné houby). Další úroveň komplikace: organismy ze skupiny (a) rostou č a s t o v samoregulovaných skvrnách, odlišných mikropopulacích. Skupina (b), charakterizovaná propojením tkání, poskytuje konstrukce od velmi slabé (Labechia) až po značnou míru individuality (Aulostegites). Návrat koloniových organismů ke klamnému solitérnímu vzhledu, Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, Brno 1996

např. u amfiporidů s.l., není již doprovázen tak výrazným návratem ke strategiím solitérů - např. rozmístění na dně a růstové odlišnosti ukazují, že se každá skvrna reaguje spíše jako provázaný shluk kolonií než jako úsek s nezávislými solitéry (?vliv symbiontů v tkáních). Améboidní tvary modulárních organismů jsou pro vyjádření ve formě počtu jedinců ještě méně vhodné. Pro mapování diverzity na fosilních dnech v Mokré klasická koncepce jedinců zcela propadla - z důvodu definičních potíží. Proto byl zvolen jiný, dosti netradiční, ale pro rify již dříve úspěšně zavedený postup: skvrny jednoho taxonu byly měřeny z hlediska jejich aktivního povrchu [dm²]. Tato jednotka byla použita na místo počtu jedinců. Pro výpočet byl použit Shannon - Wienerův index: $H' = -\sum_{i=1}^s [p_i \cdot \log_2(p_i)]$; $p_i = N_i / N$; $\log_2(p_i) = 3.32 \cdot \log_{10}(p_i)$. Střední hodnota diverzity ve studovaném intervalu byla 1.96; s nejnižší hodnotou 0.4 (čtv. 19, vrst. 15), a s nejvyšší hodnotou 3.6 (čtv. 20, vrst. 16).

Mozaikovitost vs. uniformita. Existuje paradigma dvou typů luk. První typ představuje mozaikovitě rozmístěné keřky, s více či méně zjevnými meziprostory.

U druhého typu jsou rostliny chaoticky a difúzně rozmístěné. Otázkou je, který typ má větší možnosti zvýšit diverzitu na maximum? (Pozn.: často funguje analogie mezi rostlinnými a korálovými pokryvy). Mozaikovitost a obecně rozmístění skvrn byly na kolonizovaných částech fosilních mořských den kvantifikovány několika způsoby. Hlavním z nich bylo porovnání počtu izolovaných skvrn (trend k mozaice) s počtem dotýkajících se nebo prolínajících se skvrn (trend k nahodilosti). Počítán byl počet všech skvrn ve čtv. 2 m / počet izolovaných, tj. oddělených skvrn. Dekad. logaritmus tohoto poměru je zde nazýván uniformitou: $U' = \log_{10} (N / N_s)$. Vypočítaná střední hodnota uniformity je ve studovaném intervalu 0.69; minimum 0.11 (čtv. 18, vrst. 14), maximum 1.70 (čtv. 28, vrst. 25).



Obr. 1 Zhlazené křivky vývoje hodnot čtyř parametrů bentosu na pozdně devonských karbonátových rampách v Mokré: pokryvnost, uniformita, diverzita a produktivita biomasy. Ilustrace ke vzájemným vztahům popsaným v textu. První krize je následována oživením pomocí rekonstrukce (ještě uvnitř amfiporových vápenců macošského souvrství; druhá krize je následována vznikem zcela odlišného ekosystému (přechod z macošského do lišeňského souvrství).

Srovnání vývoje diverzity a uniformity.

Sekvence hodnot zhlazené polynomiální f-cí 4. řádu těsně sledují jedna druhou. Průkazné minimum (deprese) je takřka souběžně indikováno v obou křivkách čtv. 9 ~ 17 (vrst. 4 ~ 13). Souhlasný vývoj pokračuje až do čtv. 21 (vrst. 17), avšak od tohoto bodu se už postupně začínají obě křivky rozbíhat. Index diverzity nápadně klesá, zatímco uniformita silně stoupá. Ačkoliv korálostromatoporoidová společenstva typu karbonátové rampy jsou sledovatelná až do čtv. 25 (vrst. 20A), kde byla nahrazena společenstvy bakterií a hub, rozbíhání křivek začíná už o dva sedimentační cykly dříve (vrst. 17), tj. ca. 0.22 Ma před (při cyklech řádu 110 ka) litologickou spod. hranicí lišeňského souvrství. Rozštěpení je provázeno prvními sedimentologickými znaky utápění rampy. Z uvedeného vyplývá, že tento jev není úzce vázán na rozmezí vrstev 20A-20B, kde poslední stromatoporové povrchy jsou mírně seříznuté a pokryté bioklastickou drtí s mikronodulemi fosfátu (?krátkodobá sedimentární podvýživa a změna vodního prostředí), nýbrž na vrstvy

pod a nad tímto rozmezím. Celkově lze říci, že diverzita a uniformita se vyvíjejí v podmínkách korálostromatoporoidové rampy shodně, včetně minim po význačné krizi na rozhraní vrst. 4-5. Čím vyšší je diverzita, tím vyšší je zde uniformita, a naopak. Souhlasnost trendů se však rozpadá před zhroucením korálostromatoporoidových společenstev a nástupem společenstev bakterií a živočišných hub - pro hlubší sedimentační prostředí hlíznatých a hlavonožcových vápenců je typický obrat situace: nižší diverzita se objevuje zároveň s vyšší uniformitou.

Produktivita biomasy. Zde je problémem, jaká část měkkého těla skutečně za rok přibývá na povrchu koloniových klonálních organizmů. Dostí nejistý je poměr mezi vzhůru do nové galerie "vytaženou" a skutečně nově "vytvořenou" měkkou biomasou. Problém stanovení "nejlepší hypotézy" narůstá, když klonální jedinci mají slabší sezónní odumřívání nebo rejuvenaci. Na druhé straně, přírůstek skeletální hmoty na jednu sezónní galerii lze exaktně vypočítat s přesností o 1-2 řády vyšší (i s korelací na postmortální mikrocementaci). Produktivita, o které se mluví zde, je kumulací skeletálních i měkkých tkání [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$]. Nejnižší produktivita 0.02 byla nalezena ve čtv. 15 (vrst. 11), nejvyšší 4.89 ve čtv. 8 (vrst. 4); střední hodnota je $0.90 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$.

Q	B	H'	H'/2	Ru	U'	C'	C'x2	P'
1	2	1.5	0.75	3.7	0.57	0.75	1.5	0.83
2	1	1.9	0.95	1.9	0.28	0.53	1.06	0.31
3	0	1.5	0.75	2.3	0.36	0.54	1.08	0.06
4	1	1.2	0.6	2.2	1.34	0.07	0.14	1.56
5	1	2.1	1.05	4.6	0.66	0.56	1.12	0.43
6	2	1.7	0.85	3	0.48	0.51	1.02	1.46
7	3	3.2	1.6	2.2	0.34	0.43	0.86	0.65
8	4	2	1	8.0	0.94	0.97	1.94	4.89
9	4	1.7	0.85	2.1	0.32	0.47	0.94	1.12
10	5	1.2	0.6	1.6	0.20	0.59	1.18	0.36
11	5	1.6	0.8	15.3	1.18	1.13	2.26	2.27
12	6	1.6	0.8	2.3	0.36	0.59	1.18	0.54
13	7	1.4	0.7	1.1	0.04	0.29	0.58	0.55
14	8	2.2	1.1	2.3	0.36	0.5	1	0.51
15	11	1.7	0.85	1.8	0.26	0.41	0.82	0.02
16	12	1.2	0.6	1.2	0.08	0.38	0.76	0.67
17	13	2.6	1.3	2.7	0.43	0.43	0.86	2.53
18	14	2	1	1.3	0.15	0.19	0.38	0.33
19	15	0.4	0.2	1.7	0.23	0.45	0.9	0.02
20	18	3.6	1.8	4	0.60	0.55	1.1	0.58
21	17	2.9	1.45	6.5	0.81	0.55	1.1	0.64
22	18	2.2	1.1	19.5	1.29	0.88	1.76	0.68
23	19	3.2	1.6	23.5	1.37	0.91	1.82	1.33
24	20A	2.2	1.1	16.5	1.22	0.84	1.68	0.98
25	20A	2.1	1.05	33	1.52	0.89	1.78	0.52
26	20A	2.2	1.1	13	1.11	0.7	1.4	0.33
27	22	2.3	1.15	11	1.04	0.87	1.74	0.21
28	25	4	2	50	1.70	1.21	2.42	0.05

Tab. 1. Hodnoty z analyzovaných čtverců: Q - číslo čtverce, B - číslo vrstvy, H' - Shannon-Wienerův index diverzity, H'/2 - poloviční hodnota H', Ru - poměrové číslo uniformity, U' - uniformita (log), C' - poměrové číslo pokryvnosti, C'x2 - jeho dvojnásobek, P' - produktivita (z biomasy bentosu), M./L. souvr. - rozhraní macošského a lišeňského souvrství (tj. pokles jemné drtě amfipor a stachyodů pod 5 obj. %).

Pokryvnost. Míra pokrytí mořského dna je vyjádřena jako poměr mezi biologicky pokrytým povrchem (S_B) a celkovou plochou čtverce 2 m (S); tj. jako číslo $\{0; 1\}$. Jestliže se místy objevily hodnoty mírně > 1 , pak odrážejí součet horizontálně uspořádaných povrchů ve vícero patrech nad mořským dnem. Pokryvnost je bezrozměrné číslo: $C' = S_B / S$. Nejnižší pokryvnost 0.13 byla zjištěna ve čtv. 18 (vrst. 14), nejvyšší hodnoty přesahující běžnou horní limitu čísla jsou ve čtv. 11 (vrst. 5) a čtv. 28 (vrst. 25); střední hodnota je 0.65.

Vztah mezi produktivitou a pokryvností.

Produktivita biomasy bentosu se zvyšuje až do čtv. 8 (vrst. 4), potom slabě avšak soustavně slábne. Polynomická křivka 4. řádu ukazuje slabou depresi mezi čtv. 13 ~ 20 (vrst. 7 ~ 16), se zpožděním vůči depresi diverzity [čtv. 9 ~ 17 (vrst. 4 ~ 13)]. Po období pomalejšího snižování produktivity ve čtv. 21 ~ 25, konečné trendy padají strmě dolů. Pokryvnost je zpočátku mírně zvýšená. Je zajímavé, že i pokryvnost odráží pokrízový syndrom, protože má vlekou depresi mezi čtv. 12 ~ 19 (vrst. 6 ~ 15). Tato deprese je mírně posunutá dozadu vzhledem k depresi produktivity, ale poněkud posunutá dopředu vzhledem k depresi diverzity. Od čtv. 19 pokryvnost zřetelně roste. Téměř linární pomalý vzrůst se ohýbá až s příchodem k limitním hodnotám okolo 1. V mokerských podmínkách hlavonožcových a hliznatých ramp bentos směřuje k vytvoření co nejširšího, ale zároveň co nejtenšího pokrývného filmu, při klesající diverzitě a rostoucí uniformitě.

Pozitivní a negativní posuv vrcholu diverzity. Tento jev je u rifových systémů znám už 15 let (Colgan v r. 1981), na cyklech v Mokré je většinou přítomen. Vysvětlení: Zatímco vzestup diverzity u nerušeně se vyvíjejících rifových ekosystémů je dosti strmý, samovolný pokles je pomalejší, rozkmitaný ve svém průběhu [= tzv. negativní posuv]. Jinak vypadá cyklus vývoje diverzity u rifového systému s periodickými, středně silnými událostmi stresu: Zvyšování diverzity postupuje pomalu a je nepravidelně rozkmitané. Po dosažení maxima diverzity dojde s kratší prodlevou ke zhroucení, které má rychlý průběh. Tento ze subrecentu odvozený a in vivo ověřený jev je označován jako "pozitivní posuv vrcholu diverzity". Je-li rifový systém profilován do strany (faciálně), vrcholy diverzity jsou obvykle na hlubším rifovém okraji (v hl. 20 ~ 40 m), tj. poblíž okraje systému. Když míra stresu začne být neúnosná, kolabují prvně vnitřky systémů, kde diverzita byla na středních hodnotách. Opačná reakce je výjimečná. Porovnání fosilní a recentní diverzity naznačuje existenci překvapivě podobných f-cí a indexů (maxima diverzity dnešních rifových společenstev počítaných stejnou metodou jako v Mokré jsou H' 3 ~ 4).

Hmota vlhké biomasy (měkké i skeletální).

Pro recentní rifový makrobentos jsou typické hodnoty mezi 0.002 a 3.2 kg.m⁻² (cf. Sorokin, 1993). S mikrobentosem, vlhká biomasa sotva překračuje 5 kg.m⁻², průměrné dnešní hodnoty se blíží ca. 0.35 kg.m⁻². Je-li přítomna tzv. "mořská tráva" (řasy), pak maximum biomasy stoupá až na 22 kg, se středními hodnotami okolo 5 kg.m⁻². Potažmo, přijmeme-li, že recentní bentózní produktivita může být ohodnocena jako 1/5 celkové vlhké biomasy, to tedy znamená, že střední hodnoty produktivity jsou 0.07, s maximem 1 kg.m⁻²rok⁻¹ (v případě s mořskou trávou 1 kg, s maximem 4.4 kg.m⁻²rok⁻¹).

Poděkování: Práce na parametrech kolonizace mořského dna byly podpořeny projekty UNESCO-IGCP 335 "Recoveries ...", GA ČR 205/96/0066 a CEMO 1/066/22.

Literatura:

- Čejchan, P. - Hladil, J. (v tisku): Searching for extinction/recovery gradients: the Frasnian -Famennian interval, Mokrý Section, Moravia, Central Europe. - In: M.B. Hart (ed.) Biotic Recovery from Mass Extinction Events, 135-161. Geological Society Special Publication, 102. London.
- Hladil, J. - Kalvoda, J. - Friáková, O. - Galle, A. - Krejčí, Z. (1989): Fauna from the limestones at the Frasnian/Famennian boundary at Mokrý (Devonian, Moravia, Czechoslovakia). - Sborník geologických věd, Paleontologie, 30, 61-84. Praha.

Hodnoty vypočítané z pozdně devonské karbonátové rampy v Mokré jsou: střední bentózní produktivita 0.9, s maximem 4.9 kg.m⁻²rok⁻¹. Jelikož amfiporo-trávový pokryv je zde pravděpodobný soudě podle hojných kartáčových lapačů (bafflestone), můžeme konstatovat pozoruhodnou shodu absolutních hodnot. Silná devonská bentózní produktivita může být podpořena i jinými faktory, např. vyšší primární produktivitou fytoplanktonu, která odpovídá mírnému přebytku dochované organické hmoty v devonských karbonátech a ochuzení vod kyslíkem již v blízkém okolí rifu. Obojí nalézá svůj odraz v šedé barvě devonských vápenců a v rychlém faciálním přechodu do černošedých hornin. Podpora bentózní produktivity primární produktivitou však funguje jen do určité míry, nad níž eutrofizace a euxinita vod benthos likviduje.

Zobecnující hypotéza.

1. Oživení ekosystému pomocí rekonstrukce: Před krizí produktivita biomasy klesá soustavně, diverzita však ještě dosáhne dílčího vrcholu před tím, než začne prudce klesat. Při zotavení se dostavuje souhlasný vzestup diverzity a produktivity. Uniformita a pokryvnost se při průchodu přes běžné krize vyvíjejí více méně v souhlasně. Trend využít jakýkoliv dosažitelný povrch se dostavuje až po rozpadu mozaikové struktury bentosu. Běžná krize souvisí s depresí všech čtyř parametrů (diverzita, produktivita, pokryvnost i uniformita). Nalezený vzájemný posuv depresí je předběžně formulován do této hypotézy: první signál zotavení je mírný nárůst diverzity (vázaný na mozaiku); vzápětí začne narůstat i uniformita koberce; potom následuje vyšší pokrytí povrchu; nakonec se zvyšuje produkce biomasy. Trendy všech čtyř parametrů jsou vzestupné. Výsledek takového oživení obsahuje významné množství ca. R₁₂ > 20 +/-15% druhů a pravděpodobných trofických guild odpovídajících předešlému systému.

2. Oživení vznikem zcela odlišného ekosystému: Fatálnímu kolapsu korálo-stromatoporoidového ekosystému předchází tzv. předkrízový vrchol diverzity. Nicméně, již během jeho existence mají další tři parametry vyhraněný a ustálený trend: tj. pokles produktivity biomasy; rostoucí uniformita; zvyšující se pokryvnost. Zvláště dvojice protichůdných trendů, tj. klesající produktivita a zvyšující se uniformita zřetelně doprovázejí konečnou fázi rozpadu reliktního systému. Proces úniku z pokrízového syndromu má více stupňů volnosti, zvrátů a je dosti pomalý. Výsledek takového oživení obsahuje nevýznamné množství R₁₂ < 20 +/-15% druhů a pravděpodobných trofických guild odpovídajících předešlému systému.

MŮŽE BÝT NAMUR-A NA DRAHANSKÉ VRCHOVINĚ?

Can Namurian-A be found in the Drahaný Upland?

Martin Chadima, Rostislav Melichar

Katedra geologie a paleontologie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Drahanská vrchovina Upland, Paleozoic, nappe structure

Abstract

The Drahaný Culm and the Nizký Jeseník Culm consist of two nappe units. The border between these two units is well marked by the belts of pre-flysch basal facies (Devonian to Lower Carboniferous): the Šternberk-Horní Benešov Belt in the Nizký Jeseník Upland and the Repechy Belt in the northern part of the Drahanská vrchovina Upland. The border is not clear in the southern part of the Drahanská vrchovina Upland but is certainly situated between the small outcrop of pre-flysch sediments near Sloup in the west and the old black coal mining sites in the vicinity of Drahaný, Otínoves and Rozstání in the east.

Předložená otázka, na kterou je zdánlivě jednoznačná odpověď, může mít hlubší opodstatnění. Položil si ji už prof. Kettner, který v souvislosti s nálezem graptolitových břidlic v Repešském žlebu upozornil, že ne vše, co na Drahanské vrchovině vypadá jako kulm, musí ke kulmu skutečně patřit. Přitom zároveň mínil, že některé břidlice by mohly být stáří proterozoického, devonského nebo i svrchně karbonského (Kettner 1935).

Nálezy předflyšové formace na Drahanské vrchovině

O předflyšových horninách uvnitř kulmu Drahanské vrchoviny se zřejmě poprvé zmínili ve stejném roce Zapletal (1932) a Blekta (1932), kteří magnetocové rudy v Repešském žlebu přiřadili k devonu. Kutisko těchto rud objevili nezávisle na sobě dr. Snětina, když pátral po původu železných rud nalezených v r. 1925 na keltském Starém Hradisku, a ing. Meisel, který zde v r. 1927 zkoumal místa starých těžeb "U vlčích jam". Podrobně historii nálezů popsal Blekta (1933) v článku o dolování na Drahanské vrchovině, kde navíc upozornil, že na haldě staré štoly v Repešském žlebu lze nalézt i kusy celistvého devonského vápence. Po znovuotevření Repešské štoly byly důlním inženýrem Meiselem nalezeny graptolitové břidlice, jejichž geologická pozice byla podrobně popsána Kettnerem a Remešem (1936a, 1936b) a Kettnerem (1935). Graptolitový materiál posoudil a určil Bouček (1935) a Kalabis (1936b). Po té byly intenzivně hledány další silurské výskyty (Remeš 1936, Dlabač 1939).

První nález devonských zkamenělin byl učiněn Kettnerem a Remešem (Kettner, Svoboda 1935). Bohatou devonskou faunu v okolí stínavského ložiska objevil a podrobně zpracoval Bouček (1937). Další devonskou faunu popsal z okolí Ptení severně od Stínavy Kalabis (1936a, 1936c). Nové poznatky o devonských horninách od Stínavy a Ptení přinesli později Meisel (1938), Chlupáč (1961), Štelcl se spolupracovníky (Štelcl 1962, 1966, Panovský 1962, Štelcl, Panovský 1963, Štelcl, Schmidt 1965), Dvořák (1966a, 1966b) a Přichystal (1995).

Horninovou asociaci devonských břidlic

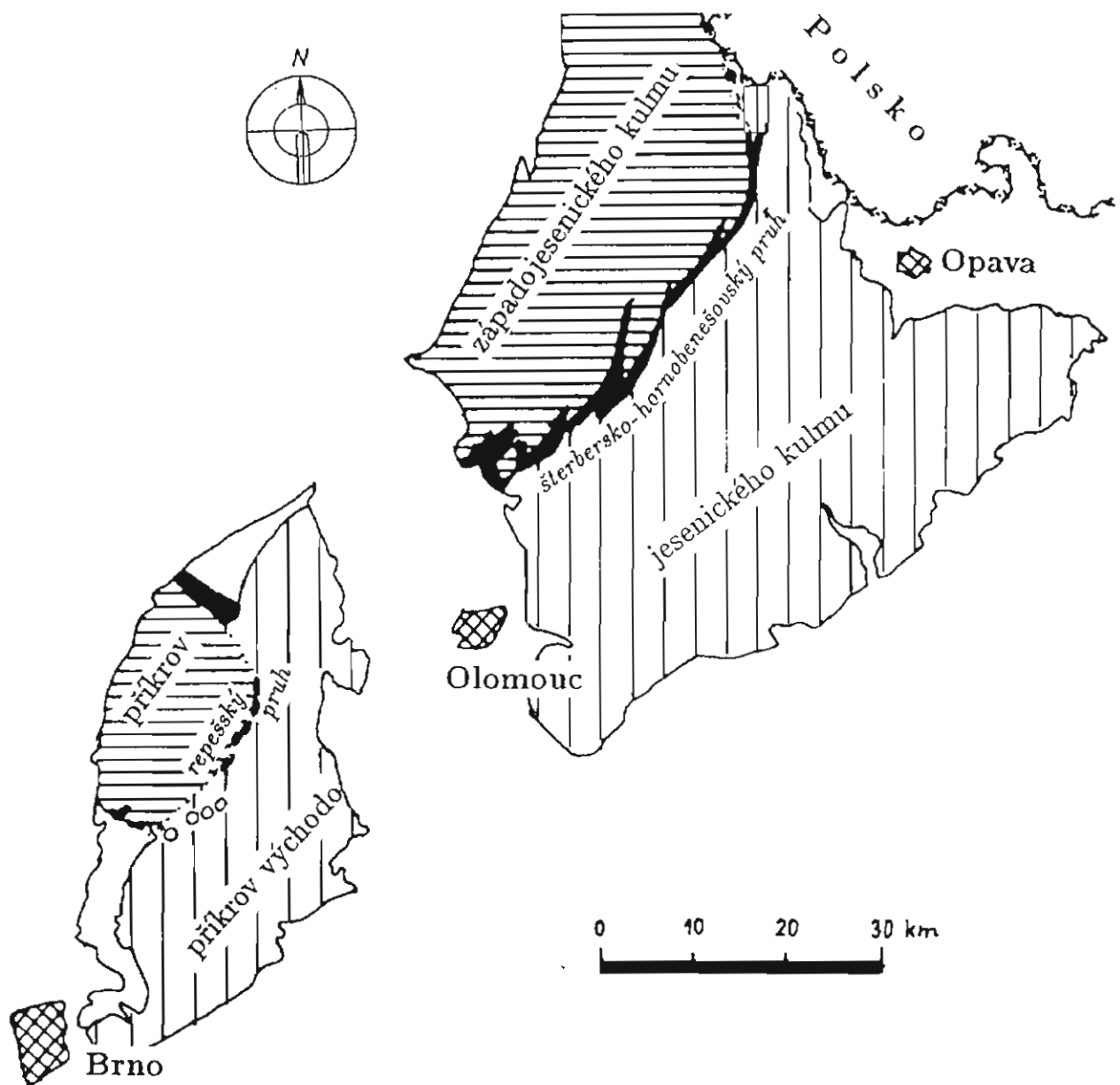
s vápenci, vulkanity a železnými rudami repešského pruhu (termín podle Zapletala, 1932, str. 282) lze paralelizovat s horninami šternbersko-hornobenešovského pruhu, které jsou součástí příkrovu západojesenického kulmu (Cháb 1986) a indikují výchoz překocené příkrovové plochy (Melichar, Buček 1994). V repešském pruhu byly v okolí Stínavy na rozdíl od šternbersko-hornobenešovského pruhu prokázány silurské horniny, extrémně malý rozsah zde má ponikevské souvrství. Ponikevské souvrství bylo doloženo jižněji ve výchozu drahanského vývoje paleozoika v okolí Sloupu (Kettner, Prantl 1942, Dvořák, Friáková 1981).

Hranice příkrovu západojesenického kulmu a východojesenického kulmu je na Drahanské vrchovině zřetelná pouze v její severní části, kde ji tvoří spojnice devonských těles u Stínavy, Ptení a Bousína. Její jižní pokračování je nejasné (Cháb 1986), lze však předpokládat že probíhá východně od výchozu ponikevských břidlic u Sloupu.

Výsledky hledání uhlí na Drahaně

V 19. století byly na geologických mapách kulmské horniny označeny jako kamenouhelný útvar. To bylo příčinou tzv. uhelné horečky, která na Drahanské vrchovině vypukla v 70. letech minulého století. První pokusy hledání uhlí se rozběhly v okolí Stichovic, Seloutek a Určic na Plumlovsku v podhůří Drahanské vrchoviny. O 20 let později postihla uhelná horečka okolí Drahan. Pokusné šachty se razily jak v samotných Drahanech tak i v nedaleké Otínovsi a Rozstání. K nejvýznamějším patří šachta v Kopřivném žlebu severovýchodně od Drahan, kde bylo podle kopáčů nalezeno tolik uhlí, že místnímu kováři stačilo na naostření tří krumpáčů. Kutání však muselo být z finančních důvodů zastaveno a k dalším nálezům již nedošlo. Ať již byly výsledky těžby jakékoli, při ražení šachet byly učiněny hojné nálezy karbonských zkamenělin (Asterocalamites scrobiculatus) a kousků uhlí.

Geologické poměry v této části Drahanské vrchoviny by bylo možno srovnat s poměry na severu Nizkého Jeseníku, kde byl v lomu u Krásných Louček na



Obr. 1: Schématické rozšíření kulmu Nížkého Jeseníku a Drahanské vrchoviny s vyznačením šternbersko-hornobenešovského a repešského pruhu. Vysvětlivky: plný kroužek - prokázaný výskyt namuru u Krásných Louček v Nížkém Jeseníku, prázdné kroužky - stará kutiska s nálezy úlomků černého uhlí na Drahanské vrchovině

rozhraní hornobenešovského souvrství a moravického souvrství zjištěn výskyt *Asterocalamites scrobiculatus* (Purkyňová, 1963). Tímto lomem probíhá tektonická zóna nápadná hojnou přítomností černé uhelné substance. V lomu byla nalezena poloha tufu s hojnými rostlinnými otisky. Namurské stáří tufu bylo určeno radiometricky (Přichystal 1988) a obdobné stáří okolních břidlic na základě spór (Otava, Valterová 1995). Přítomnost namurských hornin v rámci kulmu lze vysvětlit tektonicky. Násunová

tektonická aktivita probíhající ještě v namuru je doložena charakterem postižení ostravské pánve a ověřenou pozicí devonských hornin v nadloží namuru A ve vrtu Krásná I (Skoček 1978). Výše zmíněné nálezy uhlí jihovýchodně od repešského pruhu by tak mohly analogicky se situací v Nížkém Jeseníku z východní vymežovat možné jižní pokračování hranice obou příkrovů. Další upřesnění průběhu této hranice je předmětem pokračujícího výzkumu.

Literatura

- Blektá J. (1932): Železná ruda u Hamer. - Věst. Přírodověd. Klubu (Prostějov), 22, 71. Prostějov.
- Blektá J. (1933): Kutání na železnou rudu a kamenné uhlí na Plumlovsku. - Věst. Přírodověd. Klubu (Prostějov), 23(1933-34), 63-72. Prostějov.
- Bouček B. (1935): O silurské fauně od Stínavy (západně od Plumlova) na Drahanské vysočině. - Čas. Vlasten. Spol. mus. (Olomouc), 48, 129-138. Olomouc.
- Bouček B. (1937): Zpráva o nálezů spodnodedvonské fauny u Stínavy na Drahanské vysočině na Moravě. - Čas. Vlasten. Spol. mus., 50, 72-78. Olomouc.
- Dlabač M. (1939): O nových geologických výzkumech v severovýchodní části Drahanské vysočiny. - Příroda, 32, 3, 152. Brno.
- Dvořák J. (1966a): Hlavní výsledky orientačního výzkumu severní části Drahanské vrchoviny. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964, 182. Praha.
- Dvořák J. (1966b): Zpráva o geologickém mapování paleozoika mezi Malým Hradiskem a Laškovem na Drahanské vrchovině. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 130-131. Praha.
- Dvořák J. - Friáková O. (1981): Paleogeografie famenu a tournai v severní části Moravského krasu (na základě konodontových faun). - Čas. Mineral. Geol., 26, 3, 301-305. Praha.
- Cháb J. (1986): Stavba moravskoslezské větve evropského mladopaleozoického orogenu (pracovní hypotéza). - Věst. Ústř. Úst. geol., 61, 2, 113-120. Praha.
- Chlupáč I. (1961): Orientační výzkum některých menších výskytů devonu na Drahanské vysočině. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1960, 89-95. Praha.
- Kalabis V. (1936a): Nález devonského útvaru u Ptení. - Příroda, 29, 9, 261-263. Brno.
- Kalabis V. (1936b): Negativ dvojřadého graptolita ze siluru od Stínavy. - Příroda, 29, 9, 285. Brno.
- Kalabis V. (1936c): Nový nález devonského útvaru u Ptení. - Příroda, 29, 7, 205. Brno.
- Kettner R. (1935): Objev siluru na Moravě. - Věda přír., 16, 6, 165-166. Praha.
- Kettner R. - Prantl F. (1942): O novém nalezišti zkamenělin v břidlicích moravského devonu u Vratíkova sv. od Boskovic. - Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 1942, 18, 1-18. Praha.
- Kettner R. - Remeš M. (1936a): Auffindung von silurischen Schiefer mit einer Graptolithenfauna in Mähren. - Zbl. Mineral., Geol. Palaönt., Abt. B, 1936, 1, 21-26. Stuttgart.
- Kettner R. - Remeš M. (1936b): Objev silurských břidlic s graptolitovou faunou na Moravě. - Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 1935, 16, 1-11. Praha.
- Kettner R. - Svoboda J. (1935): Geologické poměry severního okolí Drahan. - Věst. Přírodověd. Klubu (Prostějov), 24(1934-35), 17-23. Prostějov.
- Meisel F. (1938): Geologické poměry severovýchodní části Drahanské plošiny. - Čas. Vlasten. Spol. mus. (Olomouc), 51, 2, 127-137. Olomouc.
- Melichar R. - Buček Z. (1994): Tektonika jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu v Nížkém Jeseníku. - Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 1993, 45-46. Brno.
- Otava J. - Valterová P. (1995): The age and origin of some rocks in the Krnov-Krásné Loučky quarry. - MS, Český geologický ústav, Brno.
- Panovský K. (1962): Projevy rudní mineralisace v severní části Drahanské vysočiny. - MS, diplomová práce Přírodověd. Fak. Masaryk. Univ. Brno.
- Přichystal A. (1988): Izotopové stáří zirkonu z tufové polohy v kulmských sedimentech nedaleko Kmova. - Sborník z jednání KRB pro rozvoj rudního geofyzikálního průzkumu v Jeseníkách, Loučná 1985 a 1987, 153-161. Brno.
- Přichystal A. (1995): Devonský až permský vulkanismus ve východní části Českého masivu. - MS, habilitační práce Přírodověd. Fak. Masaryk. Univ. Brno.
- Purkyňová E. (1963): Fytostratigrafie moravskoslezského karbonu. - Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 73, 9, 1-38. Praha.
- Remeš M. (1936): Silur na Plumlovsku. - Čas. Vlasten. Spol. mus. (Olomouc), 49, 155. Olomouc.
- Skoček V. (1978): Litologie paleozoika ve vrtu Krásná I. - Čas. Slez. Muz., Sér. A, 27, 39-48. Opava.
- Štelcl J. (1962): Zpráva o petrografickém výzkumu devonských vyvěřelin severní části Drahanské vysočiny. - Folia Univ. Purkyn. brun., Geol., 3, 1, 51-61. Brno.
- Štelcl J. - Panovský K. (1963): Příspěvek k mineralogii a petrografii železnorudných kutisk u Stínavy a Březska na Drahanské vysočině. - 14. sjezd Společnosti pro mineralogii a geologii, 73-80. Brno.
- Štelcl J. - Schmidt J. (1965): K petrografii stínavského devonu. - Čas. Slez. Muz., Sér. A, 14, 153-160. Opava.
- Štelcl J. (1966): Zpráva o petrografickém výzkumu středomoravského paleozoika. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964, 185-187. Praha.
- Zapletal K. (1932): Geologie a petrologie země Moravskoslezské s ohledem na užitéková ložiska. - Brno.

Poznámka recenzenta:

Ačkoliv recenzent vznesl dvakrát k článku řadu připomínek, autoři jejich větší část nerespektovali. Nosná myšlenka vyjádřená v nadpise je sice zajímavá, celý článek je však zatím postaven jen na spekulacích, neboť ani výskyt *Asterocalamites scrobiculatus* (ten je charakteristický pro visé) a dokonce ani eventuálních drobných slojek uhlí nedokazuje (na rozdíl od Nížkého Jeseníku) přítomnost hornin namurského stáří. Termín repešský pruh je nesmysl - K. Zapletal nemohl ani v roce 1932 v dodatečné poznámce na základě jedné lokality žádný pruh definovat a již nikdy později tento termín nepoužil. Uvedený výskyt je v geologické literatuře znám jako výskyt u Stínavy, což ve svých dalších publikacích respektoval i K. Zapletal a tvoří podle něj západovýchodní strukturu Stínava-Hranice n. Bečvou (Zapletal 1954, str. 12). Autoři by měli číst a citovat z prací K. Zapletala nejen to, co se jim hodí. Pokud jde o omezení západního příkrovu na Drahanské vrchovině, autory předložené schema je v severní části nejasné a neúplné.

A. Přichystal

SVRCHNODEVONSKÉ A SPODNOKARBONSKÉ KALCITURBIDITY Z LESNÍHO LOMU V BRNĚ-LÍŠNI (JIŽNÍ ČÁST MORAVSKÉHO KRASU)

Upper Devonian and Lower Carboniferous calciturbidites from the Lesní lom quarry in Brno-Líšeň (southern part of the Moravian Karst)

(24-41, Vyškov)

Jiří Kalvoda¹, Ondřej Bábek², Slavomír Nehyba¹, Petr Špaček¹

¹Katedra geologie a paleontologie PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

²Katedra geologie PŘF UP, Svobody 26, 771 46 Olomouc

Abstract

Key words: calciturbidites, system tracts, Famennian, Lower Tournaisian.

Upper Famennian and Lower Tournaisian calciturbidites described from the southern part of the Moravian Karst show a general trend of the fining upward sequence interrupted by a lowstand tract in the uppermost Famennian. While in the Upper Famennian the main components of the arenitic calciturbidites - skeletal debris, were derived from the carbonate platform (highstand shedding), in the Lower Tournaisian the formation of extensive abiogenic carbonates as muds and ooids at the platform margin was the source of mud calciturbidites. The five carbonate system tracts reflect a complex interplay of both local tectonic and global eustatic factors. While the onset of calciturbidites at the base of the Upper Famennian can be associated with widespread transtension, spreading and subsidence in the partial basins along southern margins of the Laurussian shelf the system tracts at the Devonian-Carboniferous boundary are well in agreement with global eustatic oscillations

V Lesním lomu v Líšni u Brna jsou famen a tournai vyvinuty ve faciích křtinských a hádsko říčských vápenců líšeňského souvrství. Křtinské vápence se vyskytují jednak v proměnlivých malých mocnostech ve spodním famenu jednak potom v tournai. V intervalu mezi těmito dvěma stratigrafickými úrovněmi se ukládaly hádsko-říčské vápence tvořící hlavní masu odkryvů (viz Obr. 1). Během famenu-tournai můžeme pozorovat generální trend progresivního prohlubování pánve. Na počátku famenu se převážně mikritické faciie vápenců ukládaly v mělčí části rampy (Hladil et al. 1992), zatímco ve spodním tournai sedimentovaly faciie distálních turbiditů.

Nástup sedimentace proximálních calciturbiditů můžeme pozorovat při bázi svrchního famenu (při bázi konodontové zóny *Palmatolepis marginifera*). Hranice tohoto transgresivního traktu oproti traktu vysoké hladiny zatím nebyla přesně stanovena. Skeletální klasty derivované z postupně se rozšiřující karbonátové platformy (highstand shedding - Schlager et al. 1994) jsou reprezentované převážně krinoidy, moravaminidními řasami a foraminiferami. Zastoupeny jsou zejména spodní divize Boumovy sekvence, častá je amalgamace. Ve vyšší části famenu můžeme sledovat trend prohlubování, zvyšuje se podíl sedimentace ze suspenze a přítomny jsou hemipelagické pozadřové sedimenty reprezentované lime mudstony s radioláriemi. Hemipelagická fauna pozadí je ve vápencích rovněž zastoupena konodonty *palmatolepis* - *bispathodové* biofacie. Prohlubování vrcholí v nejvyšší části konodontové zóny *Palmatolepis expansa* a ve spodní části konodontové zóny *Siphonodella praesulcata*. Hangenberský event je v profilu reprezentován laminitem (lime mudstony s radioláriemi). Nad ním dochází k výraznému poklesu vodní hladiny a během intervalu od zóny střední *Siphonodella praesulcata* do svrchní *Siphonodella praesulcata* se ukládají kondenzované faciie proximálních turbiditů a siltovců až jílovců - faciie analogické stockumským vápencům a hangenberským břidlicím v

Německu. Tento trakt nízké hladiny je možno spojovat s globální glacieustatickou změnou na konci famenu doprovázející nástup zalednění na jižní polokouli.

Další event při bázi konodontové zóny *Siphonodella sulcata* (báze karbonu) je spojen s výraznou faciální změnou a prohloubením sedimentace. Ukládají se faciie kalových calciturbiditů, kde jsou zastoupeny pouze vyšší divize Boumovy sekvence. Pozadřová sedimentace je reprezentována radioláriovými mudstony a wackestony. Sedimentace kalových calciturbiditů je odrazem paleogeografických a faunistických změn při hranici devonu a karbonu. Na jedné straně dochází k restrukturalizaci bentózních šelfových ekosystémů a výrazně se snižuje role skeletálních karbonátových nárustů, na druhé straně upwelling chladných vod od Godwany podporuje na jižním okraji šelfu Laurusie rozsáhlé srážení mikritických vápenců a tvorbu ooidů (Wright 1994). Jejich resedimentací z okraje šelfu vznikaly v Lesním lomu typické kalové calciturbidity řazené ke křtinským vápencům. Ve většině případů se jednalo o ukládání z gravitačních proudů smíšené granulometrie, kde značně převažoval karbonátový kal, tedy do značné míry o nízkohustotní suspenzní proudy dotované rozsáhlým srážením karbonátových kalů.

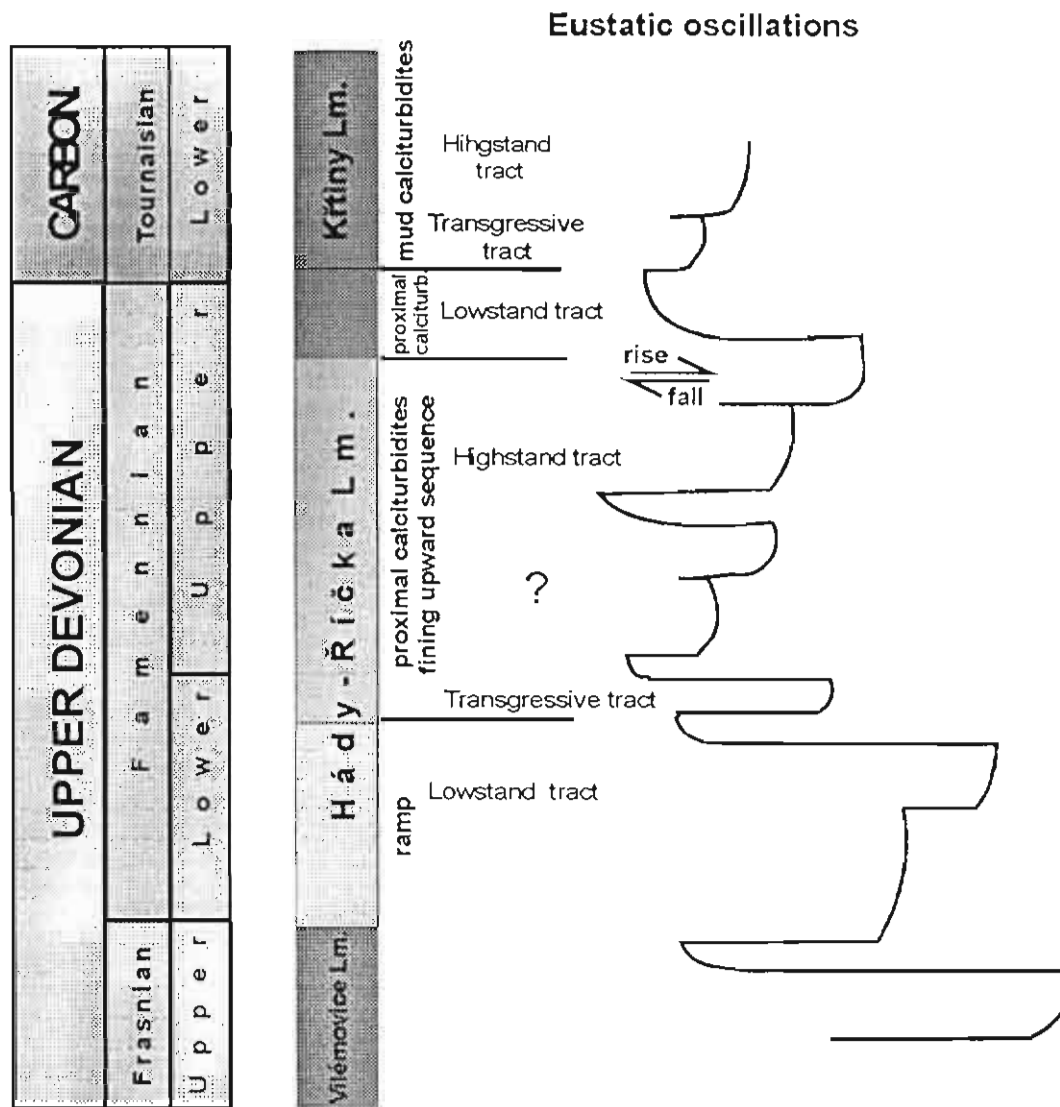
Během transgresivního traktu v konodontové zóně *Siphonodella sulcata* můžeme sledovat ještě jejich relativně kondenzovanou sedimentaci a častou přítomnost gradačního intervalu či velmi tenké arenitické polohy na bázi. S narůstající transgresí v konodontové zóně *Siphonodella duplicata* se sedimentace prohlubuje, zastoupeny jsou pouze vyšší divize Boumovy sekvence a celková mocnost kalových calciturbiditů se zvětšuje (trakt vysoké hladiny). Ojedinele v těchto faciích můžeme sledovat tenké vložky arenitických calciturbiditů tvořených především neskeletálními klasty (ooidy, peloidy) a krinoidy.

Systémové traky rozlišené v Lesním lomu odpovídají cyklům 3. řádu klasické sekvenční stratigrafie.

Nástup ukládání kalciturbiditů při bázi svrchního famenu nesouvisí s průběhem globální eustatické křivky (viz obr. 1) a odráží patrně lokální tektonické procesy. Svrchní famen byl patrně obdobím vrcholící transtenze a spredingu v dílčí pánvi ludmirovské (přechodný vývoj) a drahanské (pánevní vývoj) spojenému s poklesem pod CCD a s rozsáhlou sedimentací břidlic s radiolarity (Kalvoda et al. 1996). Během tohoto období došlo s určitým časovým

projevy globálních eustatických oscilací, které se velmi dobře shodují s obdobnými projevy v profilech v Německu, Belgii, Francii a Číně (Kalvoda 1986).

Uvedené výsledky rovněž ukazují, že nutným předpokladem pro další pokrok v interpretaci svrchnodevonských a spodnokarbonských sedimentačních pánvi na Moravě je formální revize některých litostratigrafických jednotek, reprezentujících



Obr. 1. Systémové traktory svrchnodevonských a spodnokarbonských vápenců v Lesním lomu v Brně-Lišni a jejich srovnání s průběhem globální eustatické křivky modifikované podle Johnsona et al (1985) a Blesse et al. (1992).

posunem k výraznějšímu projevu transtenze doprovázené rychlou subsidencí a prohloubením sedimentace i v dílčí pánvi situované více do nitra laurusijského šelfu. Tento režim vytvářel vhodné podmínky pro vznik rozsáhlých gravitačních toků, jejichž relikty vápence v Lesním lomu v Brně-Lišni představují. Konec ukládání kalciturbiditů je spojen s pozvolným přechodem do siliciklastických turbiditů flyšové etapy vývoje pánve (nástup transprese), který můžeme sledovat ve spodním visé

Na druhé straně na pozadí lokálního tektonického režimu můžeme při hranici devonu a karbonu sledovat

dnes značné časové a genetické rozpětí. Nejmarkantnější je to v případě hádsko-říčských vápenců (svrchní frasn-svrchní visé). Zatímco na typových lokalitách to jsou proximální až distální kalciturbidity (mají tedy blízko k dalším faciím kalciturbiditů jako jsou např. lněvotínské vápence, jesenecké vápence), na jv. svazích Českého masivu v podloží karpatských příkrovů to jsou mělké subtídální až intertidální karbonáty (Kalvoda, Kostelníček 1981). Rovněž u křtinských vápenců se zdá vhodné odlišovat autochtonní facie vyšší části kontinentálního svahu od kalových kalciturbiditů.

Literatura

- Bless M.J.M., Becker R.T., Higgs K., Paproth E., Strel M., (1992): Eustatic cycles around the Devonian-Carboniferous boundary and the sedimentary and fossil record in Sauerland (Federal Republic of Germany). -Ann. Soc. Géol. Belg, **115**, 2: 689-702.
- Hladil J., Krejčí Z., Kalvoda J., Ginter M., Galle A., Beroušek P., 1992: Carbonate ramp environment of Kellwasser time interval (Lesní lom, Czechoslovakia). -Bull. Soc. belg. Géol., **100**, 1-2: 57-119.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C. A., (1985): Devonian eustatic oscillations in Euamerica. -Geol. Soc. Am. Bull., 96: 567-587.
- Kalvoda, J., 1986: Upper Frasnian-Lower Tournaisian events and evolution of calcareous foraminifera, close links to climatic changes. - Walliser, O.H., ed., Global Bio-events: a critical approach. Lecture Notes in Earth Sciences, 8, 225-236, Springer Verlag, Berlin
- Kalvoda, J., Kostelníček, P., 1981: Facies development of the Famennian and Viséan carbonates from the deep boreholes southeast of Brno. - Knihovnička Zemního Plynů Naftu, 2, 85-100
- Kalvoda J., Melichar R., Choroš M., Malovaná A., Roupec P., Špaček P., (1996): Některé nové výsledky výzkumů spodnokarbonských sedimentů na Dražanské vrchovině. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 100-102, Brno.
- Schlager W., Reijmer J.J.G., Droxler A. 1994: Highstand shedding of carbonate platforms. - Journal of Sedimentary Research, 64B, 270-281.
- Wright, V.P., (1994): Early Carboniferous carbonate systems: An alternative to the Cainozoic paradigm. - Sediment. Geol. 93, 1-2: 1-5

NĚKTERÉ NOVÉ VÝSLEDKY VÝZKUMŮ SPODNOKARBONSKÝCH SEDIMENTŮ NA DRAŽANSKÉ VRCHOVINĚ

Some new results of the study of Lower Carboniferous sediments in
the Dražany Upland

Jiří Kalvoda, Rostislav Melichar, Martin Choroš, Alena Malovaná, Petr Roupec, Petr Špaček
Katedra geologie a paleontologie PŘF MU, Kotlářská 2, Brno 611 37

Key words: Tournaisian, conodonts, foraminifers, calciturbidites, volcanoclastic turbidites, Ponikev Formation

Abstract

New occurrences of Tournaisian calciturbidites between Culm sequences of the Protivanov Formation and Cadomian rocks of the Brno Massif are reported from the vicinity of Boskovice in the Dražany Upland. They are compared both with the Jeseneč Limestones of the basinal Dražany Development and Hady-Řička Limestones of the Moravian Karst Development. The Tournaisian calciturbidites described from Sloup represent together with volcanoclastic turbidites intercalations in shales with radiolarites (Ponikev Formation) deposited under the CCD level.

Severně od Újezda u Boskovic byl při geologickém mapovacím kursu PŘF Masarykovy university vymapován mezi kulmskými horninami protivanovského souvrství a horninami brněnského masivu pruh vápenců. V dřívějších geologických mapách byly tyto vápence označovány jako vilémovické. Vápence tvoří tektonicky omezený blok směru SSV-JJZ. Tento směr sice odpovídá směru boskovické brázdy, vnitřní stavba však zachovává reliktní prvky kosé k tomuto směru.

Litologicky se jedná převážně o biodetritické, mikrobekciovitě a biomikritické vápence, místy písčité vápence až vápnité pískovce a hliznaté biomikritické až mikritické vápence. Celý komplex, značně tektonicky postižený, vykazuje určitou podobnost se spodnokarbonskými faciemi jesenečských vápenců pánevního vývoje i se spodnokarbonskými faciemi hádsko-říčských vápenců platformního vývoje. I přes tektonické postižení jsou patrné náznaky gradací a textur, které nasvědčují, že se z velké části podobně jako u předchozích výše jmenovaných členů (viz Kalvoda et al., 1996, Bábek 1996) jedná přinejmenším zčásti o calciturbidity.

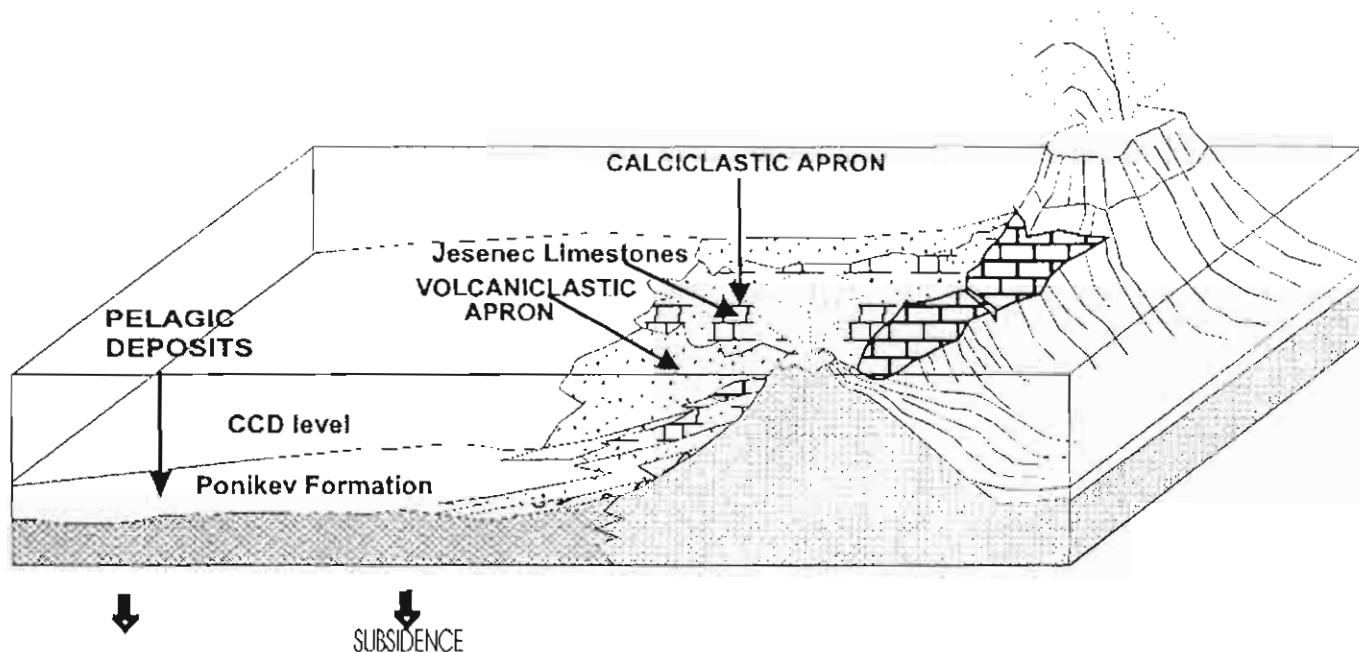
Orientační studium výbrusového materiálu ukazuje

na převahu packstonů tvořených především klasty derivovanými z okraje karbonátové platformy - intraklasty, krinoidy i zrny fosforitů. Relativně vzácně je zastoupen materiál mělčí části platformy reprezentovaný vápnitými foraminiferami *Endothyra* sp., *Spinobrunsiina* sp., *Septabrunsiina* sp., *Tournayellidae* indet., *Earlandia* sp. a řasami. Foraminiferová fauna není příliš stratigraficky průkazná a indikuje pouze tournaiské stáří bez bližšího zařazení. Rovněž první výsledky studia konodontové fauny (*Pseudopolygnathus* ex gr. *multistriatus* MEHL et THOMAS a *Polygnathus* sp.) jsou v souladu s tímto stratigrafickým zařazením. Podobně jako litologická tak i celková mikrofaciální charakteristika vápenců ukazuje na určitou podobnost k pánevnímu vývoji střednotournaiských facií jesenečských vápenců na Konicku (Bábek 1996) či k části svrchnotournaiských hádsko-říčských vápenců v jižní části Moravského krasu.

Nejstarší struktury ve vápencích odpovídají sedimentární vrstevnatosti, která má značně proměnlivou orientaci. Plochy vrstevnatosti se mírně až strně uklánějí k SZ, S a SV. S vrstevnatostí je subparalelní starší kliváž obdobně proměnlivé orientace. Starší kliváž je doprovázena

lineární stavbou a její vznik lze zřejmě spojit s původní násunovou stavbou komplexu hornin. Vrstevnatost i starší kliváž jsou postiženy mladší kliváží směru SSV-JJZ s úklonem k SZ. Její vznik lze jednoznačně spojit s horizontálními posuny podél boskovické brázd. Tomu

Tn2a) dokumentuje z této lokality konodontová fauna (Dvořák, Friáková 1981) i vzácné nálezy foraminifer. Rovněž produkty vulkanismu jsou promíšené s drobnými klasty karbonátů i radiolaritů a obsahují rovněž skeletální klasty reprezentované jehlicemi hub a krinoidy.



Obr. 1 Interpretace vztahu sedimentačního prostředí ponikevského souvrství, jeseneckých vápenců a vulkanitů.

odpovídá jednak směr kliváže, jednak její progresivní vývoj k tektonickým okrajům kry na styku s jinými jednotkami. Míra vnitřní rotace vlivem jednoduchého stříhu se pak projevuje změnami orientace vrstevnatosti a její rotací od sklonů k SZ při malém postižení až ke sklonům k SV doprovázených velkým postižením kliváží boskovické brázd.

Srovnávacím profilem by mohl být další blízký výchoz v zářezu úvozové cesty sz. od Sloupu podrobně popsán Kettnerem a Prantlem (1942), kde se v horninách ponikevského souvrství (křemité břidlice s radiolarity) vyskytují produkty kyselého a bazického vulkanismu (Přichystal, 1996) a vložky jemně zrnitých biotritických a biomikritických distálních kalciturbiditů. Produkty vulkanismu jsou promíšené s drobnými klasty karbonátů i radiolaritů a obsahují rovněž skeletální klasty reprezentované jehlicemi hub, radioláriemi a krinoidy.

Mikrofaciálně se u biotritických vápenců jedná o packstone s proměnlivým obsahem křemenných zrn, který přechází až do vápnitých pískovců. Obsahuje především hojně deformované intraklasty a peloidy, přítomny jsou rovněž zrna fosforitů. Mezi skeletálními zrny dominují krinoidy, vzácné jsou průřezy vícekomůrkových foraminifer (*Tournayellidae* indet., *Septabrunsiina* sp.). Biomikritické vápence obsahují špatně zachované průřezy radiolárii i krinoidů, místy vznikají nahromadění resedimentovaných křemitých jehlic hub s náznaky gradace. Pro jejich rozvoj vnikaly patrně na svazích vulkanické elevace velmi vhodné podmínky. Stáří spodního až středního tournai (Tn1b-

Obecně je možno křemité břidlice s radiolarity ponikevského souvrství považovat za pozadové pelagické facie ukládané pod úrovní CCD. V rámci ponikevského souvrství obsahují v závislosti na sedimentačním prostředí (laterální přechody) proměnlivě mocné polohy gravitů - kalciturbiditů, vulkanoklastických turbiditů (popsány z jiných oblastí např.: Einselle 1992, Smellie et al 1995) a siliciturbiditů, (droby, pískovce, prachovce), kterých v nejvyšší části souvrství přibývá. Pozvolný přechod do kulmských souvrství je možno pozorovat v Nížším Jeseníku (Dvořák 1994). Analogicky můžeme vidět pozvolný přechod mezi etapou karbonátové a kulmské sedimentace ve vývoji Moravského krasu, kde v kalciturbiditech (hádko-říčské vápence) postupně přibývá při hranici tournai a visé siliciklastické složky.

Facie kalciturbiditů v ponikevském souvrství byly derivovány nejspíše z vulkanických elevací, čemuž nasvědčuje i složení charakterizované značným zastoupením peloidů a intraklastů i produktů vulkanismu a vzácnou přítomností mělkovodních skeletálních klastů (Bábek 1996). Velmi rychlé uložení by umožňovalo jejich přítomnost i v prostředí pod CCD. Podobně jako jura byl devon a v menší míře i spodní karbon obdobím velmi intenzivní tvorby karbonátů na rozlehlých šelfech. To vedlo ke snížení obsahu karbonátů v pánevních oblastech, takže úroveň CCD se předpokládá patrně poněkud výše než dnes (Einselle 1992). Někteří autoři však i pro jurské radiolarity předpokládají hloubku srovnatelnou s recentní úrovní CCD, tj. hloubku několika kilometrů (Hsü 1976). Na rozdíl od velké

části devonu se pro nejvyšší devon a karbon předpokládá výrazný pokles CCD (Martin 1995). Tato interpretace prostorově rozšířené typické pánevní asociace pelagických radiolaritů a distálních turbiditů je tedy odchylná od výkladu chápajícího jejich sedimentační prostředí jako prostředí mělkých či poněkud hlubších zátok (Dvořák 1987).

Nové výsledky výzkumů na Dražanské vrchovině ukazují na pestré mozaice karbonátových facií reprezentujících tektonicky sblížené a často značně

deformované a faciálně disjunktní reliktů původně rozlehlých dílčích sedimentačních pánví. Postupné přibývání poznatků o těchto reliktech, jejich vzájemných prostorových a časových vztazích i o jejich vztazích k flyšovým kulmským sekvencím vytváří předpoklady pro budoucí vytvoření syntetického modelu evoluce paleozoického sedimentačního prostoru na pasivním okraji Laurasie.

- Bábek O. (1996): Tafonomie a biofacie konodontových společenstev jeseneckých vápenců na Dražanské vrchovině a jejich význam pro faciální analýzu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 76-78, Brno.
- Dvořák J. (1987): Paleozoikum Dražanské vrchoviny a jeho jv. okolí. - MS, ČGÚ Praha.
- Dvořák J. (1994): Geology of the Paleozoic rocks of the Šternberk-Horní Benešov Zone (Nížký Jeseník Mts, Northern Moravia). - Sbor. Geol. Věd, G, 46, 57-102.
- Einselle G. (1992): Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sedimentary Budget. - Springer Verlag, Berlin.
- Hsü K.J. (1976): Paleo-oceanography of the Mesozoic Alpine Tethys. - Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 170, 44.
- Kalvoda J. (1995): Devonské pánve při okraji východní Avalonie na Moravě. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 48-50, Brno.
- Kettner R. Prantl F. (1942): O novém nálezišti zkamenělin v břidlicích moravského devonu sv. od Boskovic. - Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 18, 1-18.
- Přichystal A. (1996): Moravskoslezské bradlové pásmo. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 113-118, Brno.
- Martin R.E. (1995): Cyclic and secular variation in microfossil biomineralization: Clues to the biogeochemical evolution of Phanerozoic oceans. Global Planet. Change, 11, 1-23.
- Smellie J.L., Liesa M., Munoz J.A., Sabat F., Pallas R., Willian R.C.R. (1995): Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in Central Livingston Island, South Shetland Islands. Antarctic Science, 7, 1: 99-113.

PETROFACIE V DROBÁCH MOHELNICKÉHO SOUVRSTVÍ (STŘEDNÍ MORAVA) A ANDĚLSKOHORSKÉHO SOUVRSTVÍ (SEVERNÍ MORAVA A SLEZSKO)

The greywacke petrofacies of the Mohelnice Formation
(Central Moravia) and the Andělská Hora Formation
(Northern Moravia, Silesia)

(15-13 Vrbno p. Pr., 14-43 Mohelnice, 24-21 Jevíčko)

Lubomír Maštera

ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: Two different paleozoic flysch facies, greywackes, planimetric analyses, petrofacies

Abstract

Two different Paleozoic formations were compared according to the method of Dickinson (1990) from the viewpoint of the composition of their epimetamorphosed greywackes. One of reasons to do it was to judge some older models considering both units as equivalents. The diagrams show apparent differences in provenance:

Greywackes of the Mohelnice Fm belong to the filling of an intramountain depression composed of mature detritus derived from low grade metamorphosed crystalline rocks.

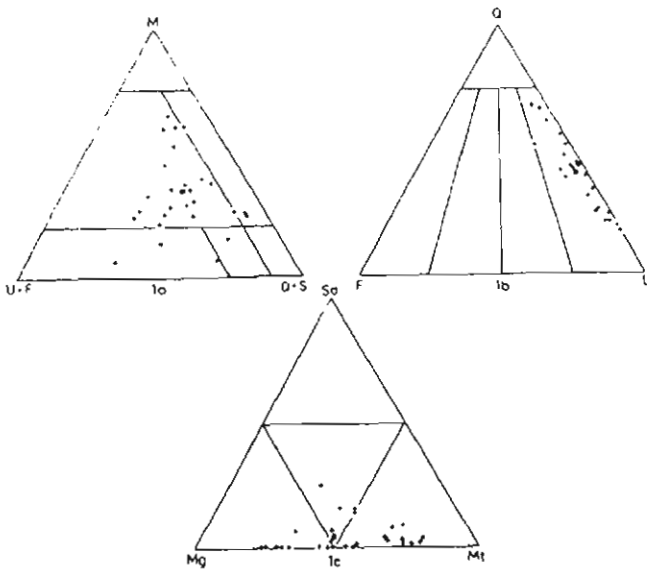
Greywackes of the Andělská Hora Fm represent detritus from the recycled orogenic volcano-sedimentary complex situated at the margin of the continent.

Podél východního okraje Hrubého Jeseníku se setkáváme s nízkometamorfovanými klastiky andělskohorského (AHS) souvrství. Nízkometamorfovaná klastika nalézáme rovněž v mohelnickém souvrství (MoS) vyvinutém v prostoru Jevíčko-Mírov-Mohelnice.

Významné zastoupení pískovců v obou souvrstvích flyšového charakteru s makroskopicky podobnými litologickými i texturními znaky mne vedlo k jejich vzájemnému srovnání. Obě trpí nedostatkem fosilií a proto jejich stratigrafická pozice je dosud nepřesná. Počátek

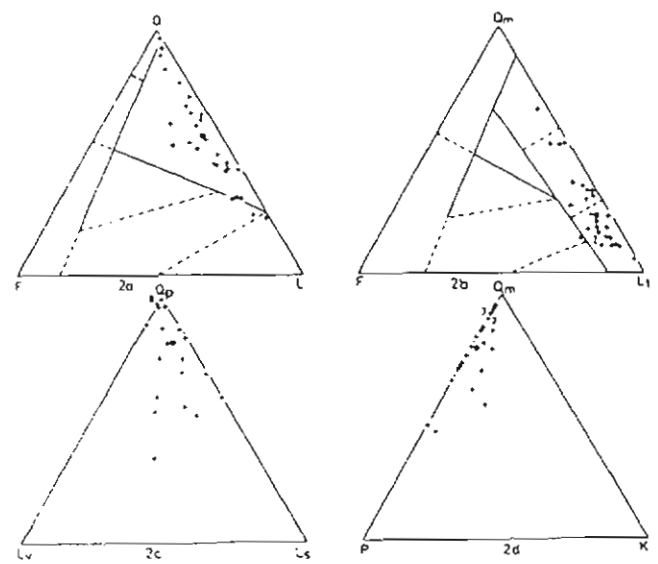
sedimentace MoS je především na základě Chlupáčových nálezů z r. 1961 kladen do givetu (Otava, Maštera, Hanžl, 1994) a AHS pak do famenu (Zapletal, Dvořák, Kumpere,

však nepravidelně přechází do subfacie s vysokým obsahem velmi jemně krystalického křemene s bohatým chloritem a počínající krystalizací biotitu resp. zoisit-



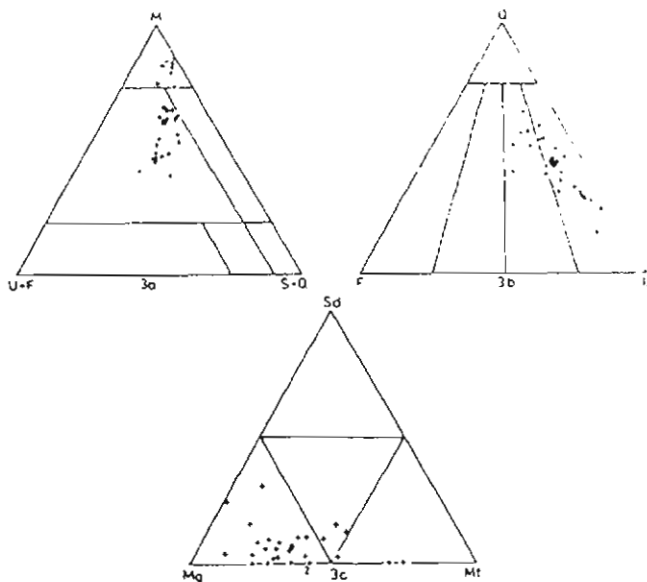
Obr. 1 Klasifikační ternární diagramy pískovců mohelnického souvrství

- Q+S= zrna křemene a chemostabilních hornin - U+F= zrna nestabilních hornin a živců - M = matrix - Mg = magmatity, Mt= metamorfity, Sd= sedimenty (klasty) - + = jednotlivé vzorky - = průměrný vzorek



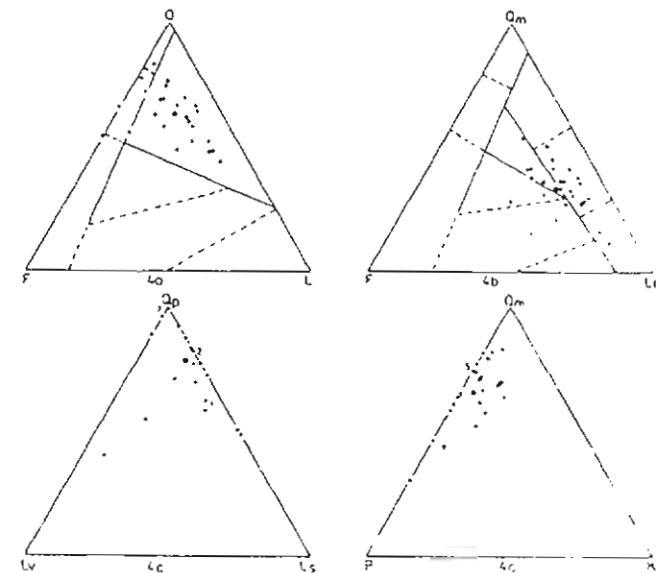
Obr. 2 Mohelnické souvrství - ternární diagramy petrofacií (Dickinson-Suczek, 1979)

- Q_m = monokrystalický křemen, Q_p = agregátní křemen, $Q = Q_m + Q_p$
- P = plagioklasy, K = K-živce, F = P+K - L_v = klasty felzilitických vulkanitů, L_s = klasty mikrozmrných sedimentů - $L = L_v + L_s + L_m + Q_p$ (L_m = klasty mikrokrystalických břidlic)



Obr. 3 Klasifikační ternární diagramy pískovců andělskohorského souvrství - vysvětlivky viz. Obr. 1.

1989; Dvořák, 1995). Přesnost petrografických rozborů ztěžuje stupeň přeměn. V MoS odpovídá generelně křemen-albit-muskovit-chloritové subfacii s převládajícím velmi jemně krystalickým křemenem a chloritem. V podobné subfacii je metamorfována i východní část AHS. K západu



Obr. 4 Andělskohorské souvrství - ternární diagramy petrofacií (Dickinson-Suczek, 1979) - vysvětlivky viz. Obr. 2.

epidotu. Struktury pískovců jsou vesměs blastopsamitické s různě výraznými zbytky psamitické struktury. Při těžko odlišitelných psamitických zrnech od matrix lze hovořit nejen o jemně a středně zrnitých ale často i hrubozrných pískovcích. Tvar zrn a jejich rekrystalizace jsou proměnlivé

ovlivněny stresem. V obou souvrstvích lze pískovce klasifikovat jako litické droby (viz klasifikační grafy na Obr. 1a, 3a; 1b, 3b). Graf na obr. 1c, 3c naznačuje že v drobách AHS při silně kolísavém množství klastů sedimentů převládají magmatity nad nízkometamorfovanými krystalickými břidlicemi.

V drobách MoS je klastů sedimentů méně a poměr mezi magmatity a metamorfity (nízkometamorfovanými břidlicemi) je rovnovážný. Upozorňuji, že zrna agregátního křemene počítám k magmatitům, ikdyž část jich nepochybně pochází z dislokačně metamorfovaných granitoidů. Variabilita typu klastů krystalických břidlic, zejména kvarcitů a metapsamitů v drobách MoS je mnohem větší než v AHS, v němž převládají monotonnější slídnatější typy břidlic včetně kvarcitických fylitů. Nové výzkumy prokázaly ještě větší litologicko-stukturní pestrost drob resp. pískovců MoS než jsem rozlišil dříve (Maštera, 1995). Celkově v souvrství převládají 3. a 4. typ.

Detailní petrografické rozborů včetně planimetrických analýz výbrusů 27 vzorků drob z MoS a 26 vzorků z AHS mně dovolil pokusit se o jejich petrografickou analýzu podle metodiky Dickinsona (1970, 1983, 1990) na petrofacie. Použil jsem starších analýz vzorků z MoS z listů Jevíčko a Mohelnice (Maštera, 1995) jež jsem

doplnil novými analýzami a rovněž výsledky analýz drob AHS z listu Vrbno p. Pr. Výsledky jsou nejstručněji vyjádřeny v trojúhelníkových grafech podle práce Dickinson-Suczek (1989) na Obr. 2 a 4.

Rozdíly obou souvrství v petrofaciálním složení jsou patrné zejména z grafů 2b, 4b resp. 2a, 4a. Podle nich složení detritů svědčí o původu ze starých orogenních komplexů. Jejich složení se však pro obě souvrství částečně lišilo. V MoS převládají litické klasty z recyklovaného orogenu, zejména fylitické kvarcity až kvarcitické fylity s agregátním křemenem. V AHS se kromě četných klastů fylitů, prachovitých fylitů objevuje často nejen agregátní křemen, ale běžně i plagioklasy ev. monominerální křemen a K-živce. Ve zdrojových oblastech AHS byly častější i granitoidy - metagranitoidy, občas kyselé vulkanity, zelené a sericitické břidlice. Proto jejich průměrná hodnota v grafu 4b leží již v poli míšených zdrojů a naznačuje tak četnější přínos detritů z prostředí podobného magmatickému oblouku.

Na základě uvedených skutečností a za použití práce Dickinsona (1990) si představuji sedimentační pánev mohelnického souvrství jako mezihorskou depresi. Zdrojovou oblastí andělskohorského souvrství byl patrně orogen budovaný vulkanosedimentárním komplexem na okraji kontinentu.

Literatura:

- Dickinson W. R. (1970): Interpreting Detrital Modes of Graywacke and Arkose. - *J. sed. Petrology*, 40, 2. Tulsa.
- Dickinson W. R. et al. (1983): Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic Setting. - *Bull. Petrol. geol.*, 94, 2. Boulder.
- Dickinson W. R. (1990): Clastic Petrofacies. in: Miall A. D.: *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. - Springer Verlag. New York.
- Dickinson W. R., Suczek Ch. A. (1979): Plate Tectonics and Sandstone Composition. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 12. Tulsa.
- Dvořák J. (1995): Once more on the Age of the Andělská Hora Formation in the Nížký Jeseník Mts. - *J. Czech Geol. Soc.*, 40, 4, 85-87. Praha.
- Chlupáč I. (1961): Orientační výzkum některých menších výskytů devonu na Dražanské vysočině. - *Zpr. geol. Výzk. (Ústř. Úst. geol.)*, r. 1960, 89-95. Praha.
- Maštera L. (1995): Petrografické složení pískovců mohelnického souvrství a jeho petrofacie. - *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1994*, 76-77. Praha.
- Otava J., Maštera L., Hanžl P. (1994): Nové poznatky o geologii jižní části malounské hrásti. - *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993*, 47-51. Brno.
- Zapletal J., Dvořák J., Kumpera O. (1989): Stratigrafická klasifikace kulmu Nížkého Jeseníku. - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 64, 4, 243-250. Praha.

VALOUNY KYSELÝCH VULKANITŮ - VÝZNAMNÁ SLOŽKA SLEPENCŮ VISÉSKÝCH SOUVRSTVÍ OSOBLAŽSKÉ KRY (SLEZSKO)

Pebbles of acid volcanic rocks - significant component of Viséan conglomerates from the Osoblaha block (Silesia)

(15-11, Zlaté Hory, 15-13, Vrbno pod Pradědem)

Lubomír Maštera

ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: provenance, Culm facies, analyses of gravel conglomerates

Abstract

The bedrock of the Osoblaha block (Culmian of Silesia) is built of Upper Paleozoic flysh units comprising many beds of finegrained petromict conglomerates. The different petrographic composition of pebbles assemblages belongs among the criteria used for the division of individual Culm formations and for the characteristics of their source area.

- The main source of the westernmost conglomerates of the Andělská Hora Formation were epimetamorphosed crystalline rocks with quartz of partly recycled origin.

- The conglomerates of the Horní Benešov Fm. and especially of the Moravice Fm. were derived from a source area composed mainly of wide range of acid volcanites and granitoids

From the petrofacial view (Dickinson, 1990) the AH Fm conglomerates were derived from the recycled orogen, while the source of conglomerates of the HB and M Fms was in the magmatic arc.

Kulmská flyšová souvrství - andělskohorské (A), hornobenešovské (B) a moravické (M) v rozsahu ?famen-svrchní visé tvoří skalní podloží osoblažské kry. Jejich stavbu zachytilo geologické mapování Dvořáka, Maštery a Otavy v 70. a 80. letech na listech map 1:50.000 (Otava et al., 1992). Ve všech souvrstvích jsou obsaženy vložky štěrčkových petromiktických slepenců střídavě s podpůrnou strukturou drobové matrix nebo 3-7 mm valounků a klastů. Pokusil jsem se sledovat jejich petrografické složení v prostoru vymezeném na severu státní hranicí s Polskem, na jihu spojnici Hynčice-Piskořov, na západě Janovem a na východě Horními a Dolními Povelicemi (Obr. 1).

Dlouholetá studia prokázala, že přibližně na rozhraní A a B probíhá metamorfní gradient zapříčiňující, že slepence A mají textury fylitických slepenců na rozdíl od více či méně zbřidličnatělých slepenců B resp. M. Z každého vzorku bylo identifikováno ve výbrusech alespoň 100 valounků, jejichž odlišení od drobové matrix nízké strukturní zralosti nebylo snadné zejména ve fylitických slepencích. Celkem byly studovány vzorky ze 13 lokalit; 12 představuje vzorky z odkrytů. Pouze z vrtu Dolní Povelice MV-1 jde o průměr ze 3 několik dm mocných vložek.

Valounky tvoří skupiny magmatitů, metamorfitů i sedimentů, které se dále podrobněji člení do následujících 14 druhů hornin:

magmatity:

1. granitoidy a živce
2. kyselé vulkanity (efuzíva, pyroklastika-tufolávy)

metamorfity:

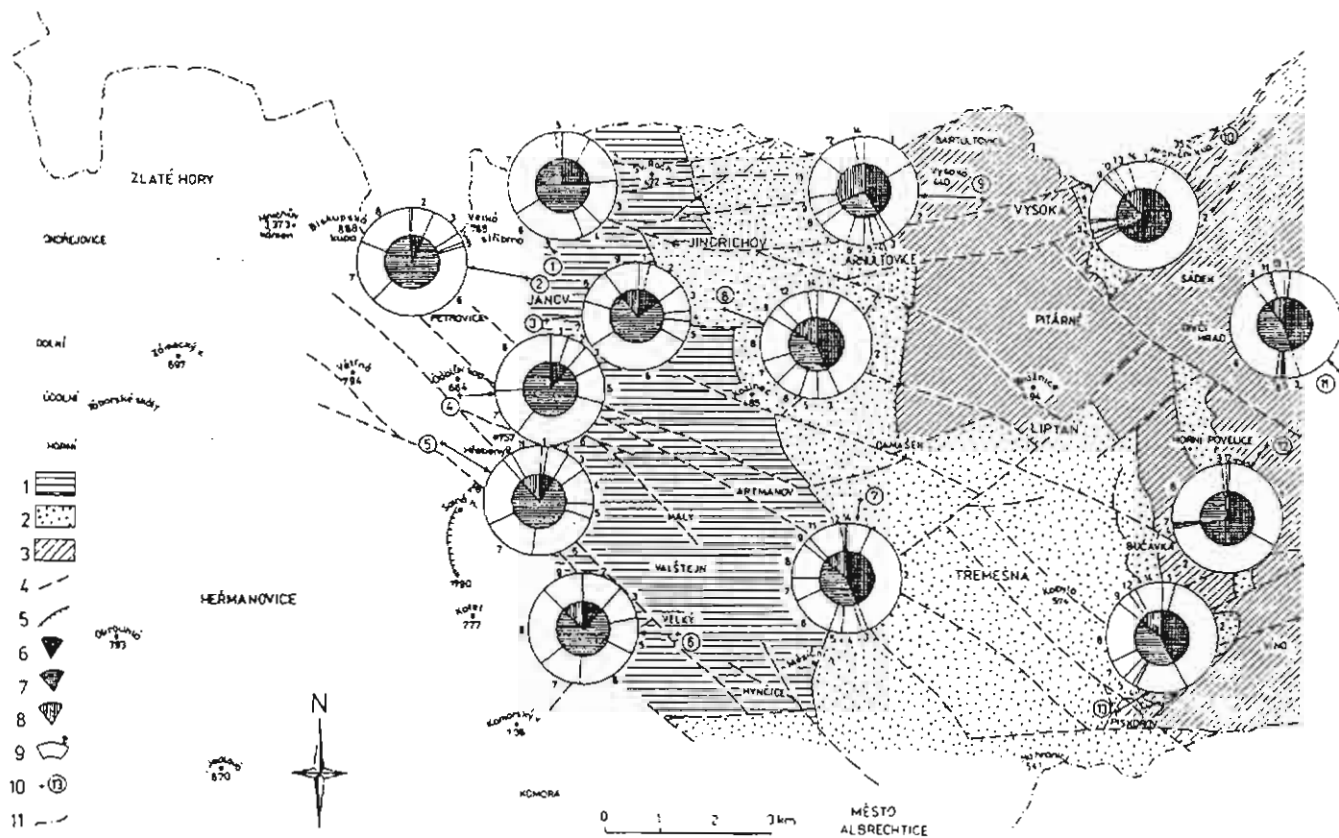
3. dislokační metamorfity-metagranitoidy
4. metavulkanity (sericitické břidlice-porfyroidy, zelené břidlice)
5. ruly (pararuly, "drobové" ruly)
6. fylity, svory

7. "drobové" fylity, silicifikované droby-prachovce
8. křemen agregátní a monominerální, kvarcicity sedimenty:
9. křemenné pískovce, ortokvarcicity
10. silicity, křemité břidlice
11. karbonáty
12. kulmské sedimenty anchimetamorfované
13. kulmské sedimenty litifikované
14. tufy a tuřity litifikované

Geologické schéma území (Obr. 1) obsahuje dvoukruhové diagramy. Tři výseče ve vnitřním kruhu vyjadřují podíly horninových skupin. Nápadně odráží rozdíly ve složení valounků ze 6 lokalit A proti 2 lokalitám B a 5 lokalitám M. Spočívají v převaze metamorfitů (včetně křemene a kvarcitu) ve slepencích A a významném podílu magmatitů v B a M. Podrobnější složení vyjadřují segmenty vnějšího kruhu s čísly horninových druhů. Podstatnou částí převládajících metamorfitů v A jsou především fylity, velmi jemnozrnné kvarcicity, epizonálně metamorfované kulmské sedimenty. Mezi magmatity v B a M jsou podstatně kyselé vulkanity. Pouze ve vrtu Dolní Povelice MV-1 (lok. č. 12) jsou stejnou měrou zastoupeny detrity granitoidů. Mezi vulkanity počítám patrně hypabysální členy označené pracovním jako kvarcdioritové porfyrity (prizmatické plagioklasy v jemné křemenživcové hmotě s chloritem a bohatými akcesorickými leukoxeny, ilmenity, titanomagnetity) nebo granodioritové porfyrity (granofyrická struktura jemně zubovitou mozaikou kalných živců). K efuzívům s.s. náleží paleoandezity s fenokrysty a glomerofyry hypautomorfních plagioklasů a chloritizovaných biotitů v jemnozrnné plagioklasové matrix s ev. křemenem. Blízké jsou horniny s jemnou pilotaxitickou poikilitickou strukturou základní hmoty. Dále je tu škála paleoryolitů - paleodacitů s kolísajícím množstvím vyrostlic křemene, plagioklasů,

řídkého biotitua vzácného K-živce ve felzitické až kryptokrystalické matrix s akcesorickým apatitem, zirkonem a leukoxenem. Vzácné jsou spilit-diabasy, keratofyry ev. kvarckeratofyry. Velmi běžná jsou pyroklastika-tufolávy.

lok. č. 9. Tato lokalita, statisticky nejpodobnější lokalitám B však obsahuje variety magmatitů charakteristické pouze pro M. Klasy anchimetamorfovaného kulmu jsou toliko v B a Ma dokládají petrograficky podobný zdroj detritu.



Obr. 1:1 - andělskohorské (jen v v místech vzorkování), 2 - hornobenešovské, 3 - moravické souvrství 4 - disjunktivní poruchy, 5 - přesmyky, 6 - magmatity, 7 - metamorfity, 8 - sedimenty, 9 - 14 druhů hornin, 10 - 13 lokalit, 11 - státní hranice ČR a Polska

Tvoří je vitritická až kryptokrystalická i felzitická čirá nebo pigmentovaná masa případně argilitizovaná a fluidální se střepy plagioklasů, křemene, biotitu, klasy felzitů, trachytů, K-živců. Vznikají v nich drúzy křemene s živci a chloritem, někdy kulovité radiálně paprscité útvary obklopující i klasy.

Ve statistice horninových druhů se rozhraní B a M jeví spíše přechodné. Makroskopicky nápadnou křemennou složku v A tvoří především jemnozrné kvarcidity jichž k východu rychle ubývá a nahrazují je agregátní křemeny převládající v M. Pro A charakteristické fylity, drobové fylity a ruly jsou v B podřízené a v M zanedbatelné vyjma

Převládajícím zdrojem valounků nestaršího andělskohorského souvrství (A) bylo především epizonálně metamorfované krystalinikum doplněné patrně křemem dvou i více cyklů. Pro slepence mladších, viseských souvrství hornobenešovského a moravického (B a M) byly zdrojem zejména kyselá vulkanická deriváty včetně granitoidů někdy dislokačně metamorfovaných. Z hlediska petrofaciálního byl ve smyslu Dickinsona (1990) zdrojem pro A recyklovaný orogen, pro B a M magmatický oblouk.

Literatura:

Dickinson W. R. (1990): Clastic Petrofacies. In Miall A. D.: Principles of Sedimentary Basin Analysis. - Springer Verlag, New York.
 Otava J. et al. (1992): Geologická mapa ČR, list Vrbno p. Pr. (15-13) 1:50.000 a vysvětlivky. - ČGÚ Praha.
 Otava J. et al. (1992): Geologická mapa ČR, list Zlaté Hory (15-11) 1:50.000 a vysvětlivky. - ČGÚ Praha.

BIOGENNÍ STOPY NA FYLOIDECH HNĚDÝCH ŘAS Z KULMU DRAHANSKÉ VRCHOVINY

Biogenic traces on the brown algae phyloids from the Culm
of the Drahany Upland

(24-41, Vyškov)

Radek Mikuláš¹, Ilja Pek², Jan Zapletal²

¹Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 00 Praha 6

²Katedra geologie PřF UP, Svobody 26, 771 46 Olomouc

Key words: ichnofossils, Lower Carboniferous, Drahany Upland

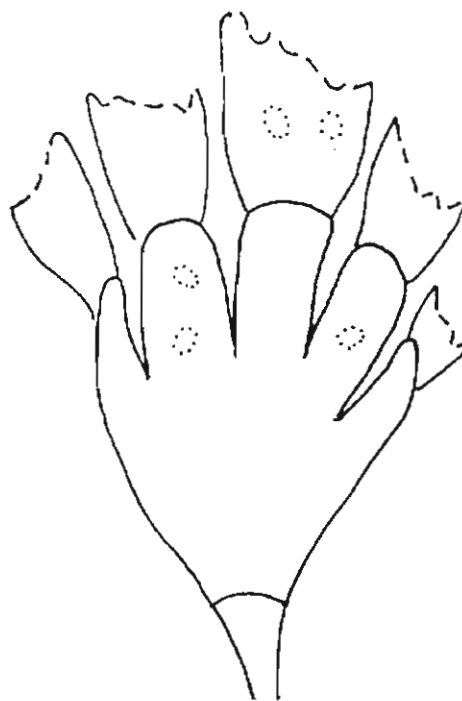
Jihovýchodní okraj Drahanské vrchoviny v širším okolí Vyškova je budován sedimenty myslejovického souvrství (svrch.visé), které představuje nejmladší člen drahanského kulmu. Litologicky je tvořen akumulacemi račických a lulečských konglomerátů, jež obsahují významné polohy jílovito-prachovitých břidlic. Tektonickou stavbu území a rozšíření jednotlivých typů hornin podrobně popsal Dvořák (1969).

Již z doby druhého říšského geologického mapování (Tausch 1891) je známo, že v břidličnatých polohách se zde vyskytují spodnokarbonské fosilie. Podrobněji se zdejšími nálezy poprvé zabýval Hromada (1948). Díky známému vyškovskému sběrateli a badateli Veleslavu Langovi, vznikla po roce 1945 rozsáhlá sbírka kulmských fosilií čítající tisíce exemplářů, která významně přispěla k poznání stratigrafických poměrů i podmínek vývoje rozmanité a druhově pestré kulmské fauny a flóry. Systematické zpracování uvedené sbírky a revize starších nálezů pak umožnila i korelace s podobnými sedimenty Nížkého Jeseníku (Lang a Chlupáč 1975, Kumpera a Lang 1975, Lang, Pek a Zapletal 1979, Purkyňová a Lang 1985). Většina významných nalezišť se nachází v prostoru mezi Vyškovem Ruprechtovem a Rousínovem.

Mezi paleontologicky nejbohatší naleziště patří řada odkryvů v okolí Opatovic (viz Lang 1973). Výčet zdejší fauny uvádí stratigraficky významné goniatity, dále mlže, ramenonožce, plže, korály, nautiloidy, trilobity aj. Nechybí ani nálezy fosilní flóry a ichnofosilií. Bohaté společenstvo obsahuje unikátní nálezy hnědých řas, které zde byly zjištěny a poprvé popsány Langem (1982) jako *Opatovicia chlupaci* n.g., n.sp.

Ve sbírkovém materiálu V.Langa byly nalezeny radiálně uspořádané skupiny dutinek, situované na fyloidech a lupenitých základech fyloidů hnědé řasy *Opatovicia chlupaci* Lang (viz obr. 1). V celém souboru bylo zjištěno 5 kusů fragmentů fyloidů s popisovaným fenoménem (sine no), které pocházejí z nalezišť Opatovice 4 a Opatovice 11. Popisovaná ichnofosilie sestává ze systému dutinek, které jsou rozmístěny na plochách fyloidů v nepravidelných soustavách, tvořících protáhlé shluky jevící se jako nepravidelné paprsky. Celý systém obsahuje cca 100 až 150 dutinek, jednotlivé paprsky

nejčastěji 6 až 15 dutinek, počet paprsků se tedy pohybuje kolem 20 (viz obr. 2). Rozměry celého systému kolísají od 6x9,5 do 6,5x11 mm. Jednotlivé dutinky jsou krátce trubcovitého, váčkovitého až nepravidelně lalvicovitého tvaru (viz obr. 3) a otevírají se kruhovitým až oválným otvorem na povrchu jednotlivých fyloidů event. jejich

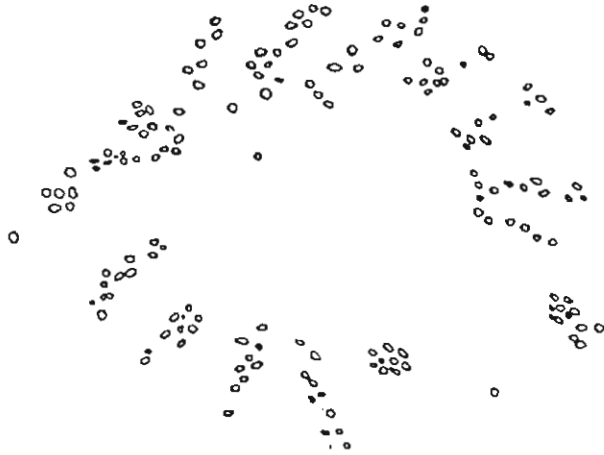


Obr. 1. Fyloidy řasy *O. chlupaci* Lang s vyznačenou pozicí ichnofosilií (systémy dutinek jsou schematicky naznačeny tečkovaně). Idealizovaný náčrt podle několika různých exemplářů. Coll. V.Lang (sine no). Opatovice 4, Opatovice 11. Myslejovické souvrství (svrch.visé). x 0,4.

lupenitých základů. Rozmístění shluků dutinek je vcelku nepravidelné, ale v případě materiálu, který jsme měli k dispozici, vždy na vnitřní části fyloidů (viz Obr. 1).

Hledání analogii k popisovanému jevu je značně obtížné. Morfologicky nejpodobnější je ichnorod *Podichnus* Bromley et Surlyk, 1973. Tento se však vyskytuje na litických substrátech (nejčastěji na vápnatých bioklastech) a reprezentuje stopy vyleptané

rozvětvenými konci stvolů brachiopodů (viz např. Nekvasilová 1976). Etologické analogie je podle našeho



Obr.2. Shluk dutinek ichnofosilie z fyloidu řasy *O. chlupaci* Lang, Coll. V.Lang (sine no). Opatovice 4. Myslejovické souvrství (svrch.visé), x 10.

názoru možno hledat mezi projevy vzájemného působení rostlin a artropodů, příp. jejich fytofágními larvami ("trace fossils of plant - arthropod interactions"). Těmto



Obr.3. Různé typy dutinek stopy v podélném řezu (substrát je zobrazen tečkovaně). x 7,5.

stopám bylo v poslední době věnováno několik publikací (Scott 1991,1992, Stephenson a Scott 1992, Scott, Stephenson a Chaloner 1992), dosud však nezačalo ani jejich formální zařazování do kategorií systematické ichnologie.

Nejčastější stopou interakce mezi rostlinami

a artropody jsou okusy listů. Podle Scotta, Stephensona a Chaloner (1992) jsou však ze sedimentů karbonského stáří známy pouze okrajové okusy, vnitřní se objevují až v juře. Specifickou a dosti frekventovanou kategorií jsou vykousané dutiny v rostlinných tkáních, téměř výhradně však ve dřevě. Tyto případy jsou známy již ze spodního karbonu. Podobný typ uspořádání mohou mít i některé novotvořené útvary spojené s rozmnožováním hmyzu (háčky). Ty ovšem představují konvexní útvary, a navíc ze spodního karbonu nejsou zatím vůbec známy.

Podle našeho názoru se může pravděpodobně jednat o analogie vykousaných dutin ve dřevě s funkcí jak obytnou, tak i potravní (jak je tomu v recentu běžné v případě tzv. konzumovaných substrátů). Popsaný jev je rozhodně mezinárodně ojedinělý a vyžaduje další studium v kontextu s pokrokiem v řešení této problematiky v zahraničí.

Nevylučujeme však ani možný rostlinný původ tohoto jevu. Popisované útvary by mohly být stopami destrukční a vrtavé činnosti rostlinných mikroorganizmů v geologické minulosti (srv. Němejc 1959, str.157-159, viz odkazy na literaturu str. 159-160). Možnost, že by popisované útvary mohly být projevem fytoparazitismu nižších rostlin (*Chytridiomycota*, *Chytridiales*, *Oomycota*, *Lagenidiales*, *Saprolegniales*) na mořských řasách, příp. projevy dekompozice řasových zbytků prakticky vylučujeme pro mnohem větší rozměry námi diskutovaných útvarů (srv. např. Webster 1980, Dix a Webster 1995).

Závěr

Uvedené nálezy pocházejí z nalezišť Opatovice 4 a Opatovice 11, na kterých byla nalezena relativně bohatá fauna, flóra a ichnofauna. Stratigrafická pozice lokality Opatovice 4 je na základě goniatitové fauny kladena do svrchního visé Go β el. až spodní část Go β mu. Ichnofauna je zastoupena taxony *Arenicolites* ichnosp., *Chondrites* ichnosp., *Dictyodora liebeana* a *Cosmorhapha dvoraki*. Uvedené společenstvo odpovídá nejspíše krúzianové ichnofacii, vyvinuté v oblasti šelfu. Přítomnost hnědých řas ve společenstvu rovněž podporuje mělkovodní charakter sedimentačního prostředí (srv. Lang-Chlupáč 1975, Lang 1982).

Práce vznikla v rámci řešení programu Grantové agentury ČR, reg.č. 205/95/1211. "Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí"

Literatura

- Dvořák J.(1969): Geologie des oberen Teiles der Myslejovice-Schichtenfolge am östlichen Rande der Drahaner Höhe (Oberviséen). - Čas.Morav.Muz. v Brně, Vědy přír., 54, 45-60. Brno
- Dix N.J., Webster J.(1995): Fungal ecology. - Chapman and Hall.London
- Kumpera O., Lang V.(1975): Goniatitová fauna v kulmu Dražanské vysočiny(moravskoslezská zóna Českého masivu).- Čas.Slez.Muz., Vědy přír., A, 24, 1, 11-32. Opava
- Lang V.(1973): Zkameněliny v kulmských břidlicích jihovýchodní části Dražanské vrchoviny.- Muzeum Vyškovska 1, 3-22. Vyškov
- Lang V.(1982): Opatovicia chlupaci n.g.n.sp. (Phaeophyta - Laminariales) aus der Myslejovice-Schichtenfolge der Unterkarbons Mährens, ČSSR.-Sbor.věd.Prací Vys.Šk. báň. v Ostravě,Ř.hom.-geol.28, 1, 115-128. Ostrava
- Lang V., Chlupáč I.(1975): New finds of trilobites in the Culm of the Dražanská vrchovina Upland (Moravia, Czechoslovakia).- Věst.Ústř.Úst.geol., 50, 337-344. Praha
- Lang V., Pek I., Zapletal J.(1979): Ichnofosilie kulmu jihovýchodní části Dražanské vrchoviny.- Acta Univ.Palackianae Olomuc., Geogr.-Geol., 62, 57-96. Praha
- Nekvasilová O.(1976): The etching traces produced by pedicles of Lower Cretaceous brachiopods from Štramberk.-Čas.Mineral. Geol., 21, 4, 405-408. Praha

Němejc F.(1959): Paleobotanika I.- Nakl.ČSAV. Praha

Purkyňová E.,Lang V.(1985): Fossilní flóra z kulmu Dražanské vrchoviny.- Čas.Slez.Muz.,Vědy přír.,A,34,1,43-64. Opava

Scott A.C.(1991): Evidence for plant-arthropod interactions in the fossil record.- *Geology Today*,7,58-61. London

Scott A.C.(1992): Trace fossils of plant-arthropod interactions.

In: Maples,C.G.-West,R.R.(eds): Trace fossils.- *Short Courses in Paleontology*,5,197-223. Knoxville

Scott A.C.,Stephenson J.,Chaloner W.G.(1992): Interaction and coevolution of plants and arthropods during the Palaeozoic and Mesozoic.- *Phil.Trans.R.Soc.Lond.B*,335,129-165, London

Stephenson J.,Scott A.C.(1992): The geological history of insect-related plant damage.- *Terra Nova*,4,542-552. London

Webster J.(1980): Introduction to fungi.- Cambridge University Press. Cambridge

STAVBA EVROPSKÝCH VARISCID VE VZTAHU K PROBLEMATICE ROZPADU ŘÍDÍCÍCH LITOSFÉRICKÝCH DESEK A PALEOTEKTONICKÝM ROTACÍM S OHLEDEM NA VÝCHODNÍ OKRAJ ČESKÉHO MASIVU

Structure of the European Variscides, destruction of lithosferic plates
and paleotectonic rotation at the eastern margin of the Bohemian
Massif

Petr Orel

ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: tectogenesis, terranes, paleotectonic rotations

Současné představy o vzniku orogenního pásu evropských variscid obsahují následující koncepty opírající se o přímé a nepřímé důkazy. Podávám zde shrnutí literárních dat a vlastních názorů.

1. Vznik variského orogénu je výsledkem kolize řídicích litosferických desek, tj. Gondwany (jižní kontinent) a Fennoskandie či Fennosarmatie a Baltiky (severní kontinent).

2. Tektonický rozpad okrajů řídicích litosferických desek během driftu, kolize, rotace a dalších procesů vedoucích ke vzniku mikrokontinentů a teránů.

3. Participace teránových jevů, mikrokontinentů kadomského původu v různých etapách vývoje variské stavby - jak ve strukturním prekurzoru variského pásu, tak v podmínkách finální kolize litosferických desek.

4. Relativně rychlý rifting a rozvoj oceánské kůry, bilaterální subdukčně-obdukční procesy paleozoické oceánské kůry a následné akrece, translace a teleskopingu paleozoických teránů oceánské geneze, ostrovních oblouků, zaobloukových bazénů, jakož i teránů kadomského původu podél okrajů strukturního prekurzoru variské zóny.

5. Tvorba charakteristických paleozoických sedimentárních a vulkanických formací v různých fázích vývoje orogenní zóny spolu s typickým vývojem ložisek nerostných surovin. Vyvíjely se terigenní klastické a vápencové platformní formace, formace vápencovo-břidličné ve spojení s vulkanitami, synorogenní klastické terigenní formace a další.

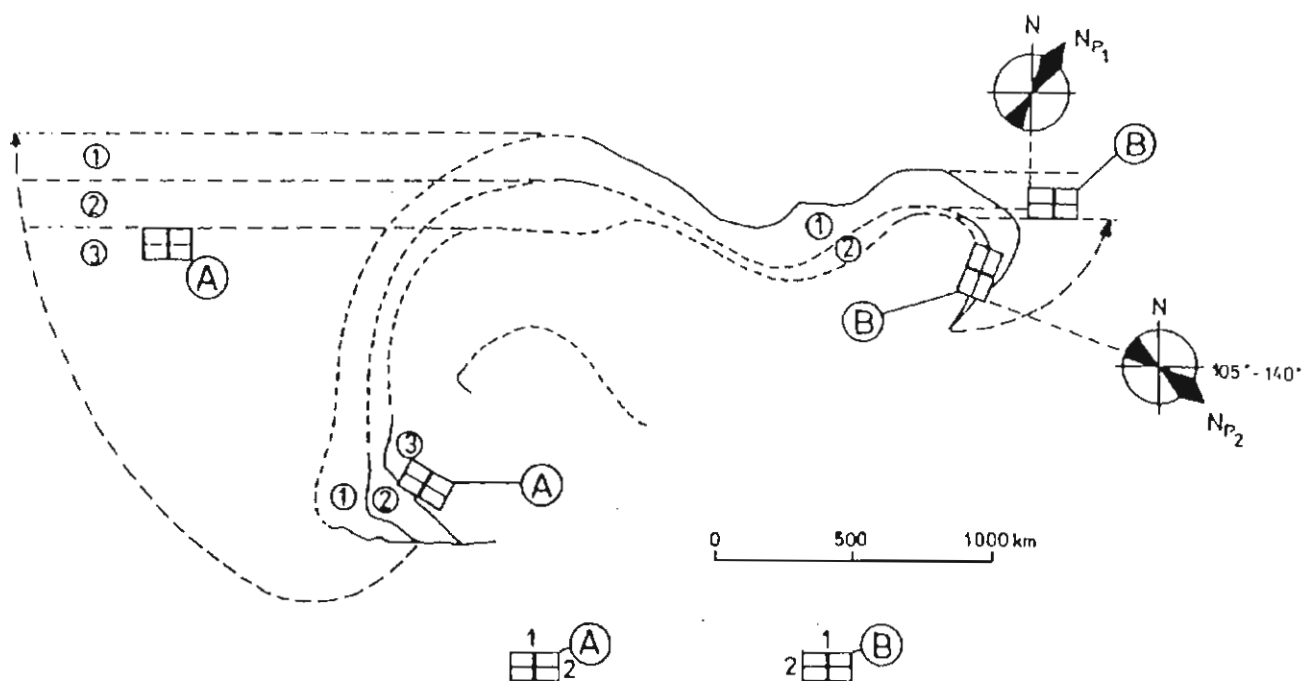
6. Nakupení příkrovů a zpětných přesunů v poakreční fázi teránového teleskopingu během šikmé subdukce a transformního tektonického režimu na styku oceánské a kontinentální litosféry a mikrodesek, jakož i kupení příkrovů během finální kolize řídicích litosferických desek za kontinuálního rozvoje dextrálních střižných procesů během závěrečné subdukce řídicí litosferické desky v kolizně rotačním tektonickém režimu.

7. Paleotektonické rotace ve variscidách prokazované paleomagneticky představují v současném výzkumu fenomén stále rostoucího významu. Zjišťování doby, regionálního rozsahu, hloubkového dosahu, stupně a způsobu paleotektonické rotace v různých tektonických doménách variscid podstatně ovlivňuje jednotlivé aspekty tektonického modelu variscid. S ohledem na nejnovější fakta (Krs et al. 1994, Krs, Pruner 1995) můžeme zejména na příkladu moravsko-slezské větve variského orogénu jej popsat kolizně rotačním modelem s rysy orogénu himalajského typu. Vnitřní stavba je odrazem dextrálního rotačního tektonického režimu, který ovlivňoval styčnou orogenní kolizní zónu. Tento režim byl podmíněn generálně shodně orientovanou rotací řídicích litosferických desek (severní i jižní deska rotují od V k Z - levotočivě), mezi nimi v kolizní zóně je tak generován dextrální střižný režim, zatím co se jižní deska nasunuje na severní, která subdukuje a následuje tak předchozí smysl oceanické paleozoické subdukce. Aktivní vlačování jižní desky do orogenní zóny

původně orientované zhruba V-Z či ZSZ-VJV, za současného pohybu severní desky k V a JZ, vyvolává rotaci moravsko-slezské zony variscid ve směru otáčení ručiček hodin. Tato rotace začíná zhruba dle paleomagnetických výzkumů (opus cit.) ve svrchním

tektonické vnitřní stavby vyšší i hlubší strukturní úrovně variscid, tj. jak ve fundamentu tak v pokryvu a ovlivňuje způsob vzniku a přetvoření kulmských basénů.

9. Zjištění paleotektonických rotací, podobně jako i teránový koncept stavby orogenu nevyklučuje, aby řada



Obr. 1 Pokusná geometrická rekonstrukce koncových větví evropského variského pásu.

A- Iberoarmoricá větev variského pásu, antiklinála Navalpino na jižním okraji Centrálně-iberské zony: 1 - kadomské vrásy, 2 - variské vrásy dle Lopeze Díaze (1995). B- Moravsko-slezská větev variského pásu, desenská klenba a blok Oskavy: 1 - kadomské ? nebo ranně variské vrásy, 2 - variské vrásy.

Vysvětlivky: N - dnešní směr; N_{P1} - směr středně-svrchně paleozoického severu před variskou rotací; N_{P2} - směr středně-svrchně paleozoického severu po variské rotaci (podle Krse et al. 1995). 1 - jihoportugalská zóna (na západě); 2 - rhenohercynská zóna (na východě). 2 - Zona Ossa-Morena (na západě), středoněmecký krystalický práh a jeho pravděpodobné pokračování v sileziku (na východě). 3 - Centrálně iberská zóna.

Před variskou rotací měly kadomské (nebo ranně variské?) vrásy a první variské vrásy podobné paralelní orientace v obou srovnávaných teránech (antiklinála Navalpino a desenská klenba + blok Oskavy).

frasnú a dnešní pozice moravsko-slezské zony variscid je obecně SV-JZ. Původní jižní okraj zony leží na západě a severní okraj leží na východě (Hladil 1988, 1992).

8. Indikace paleotektonické rotace moravsko-slezské větve variscid implikuje v souvislosti s teránovými aspekty vývoje určité interpretační možnosti týkající se vnitřních staveb moravsko-slezské zony. Tektonický transport podél okraje jižní litosferické desky (dnešní průběh moravika a silezika) mohl nastat již před nebo během tektonické rotace, podobně jako mohly vzniknout variské vrásové systémy, jejich regionální superpozice průběh rotace může dokumentovat. Pravděpodobně torza starších kadomských tektonických struktur mohly též prodělat variské rotace: zatímco ve strukturním prekurzoru variské zony měly osy jejich vrás směr S-J, po rotaci je nalzáme v Z-V orientaci. Zcela obecně lze konstatovat, že originální jižní sklony geologických těles a jednotek a formací ve strukturním prekurzoru variské zony, po její rotaci nabyly západního úklonu, což se plně odráží v současné stavbě generelu moravsko-slezské zony. Kolizně rotační model, který se realizoval za litosferické subdukce se odráží v charakteru

tektonických struktur typických pro orogén vznikala ještě před paleotektonickou rotací, zejména když je tato rotace podmiňována deskovými interakcemi, které diktuji způsob založení a rozvoje orogénu. Při tom zůstává otevřeným problémem jak vymezování teránů, tak poznání způsobu jejich tektonického přetváření. S tím souvisí zejména to, zda např. všechny příkrovy vznikly před či během rotace, nebo po ní, nebo částečně během akreční etapy teránového vývoje orogénu, nebo kompletně až při finální kolizi. Dosavadní výzkumy vedou k nutnosti rozlišovat tektonické struktury s ohledem na průběh a způsob paleotektonických rotací. Výše naznačené problémy se týkají jak příkrovů tak duplexů i systémů vrás. Přes veškeré indikace není zatím jasné, zda se jedná o rotace dílčích segmentů a domén - teránů, nebo zda dochází k rotaci celých větví variscid. Podle mého názoru, je pravděpodobně možné obojí a bude nutno rozlišovat velikostní řady tektonických rotací.

10. Tvorba modelu tektonického vývoje variscid je komplikována zejména tím, že existuje představa, že se Gondwana rozšířila během kambro-ordovické periody

a riftingem se od ní oddělila řada mikrokontinentů a teránů. Většina krystalických fundamentů tektonických zon variscid v tomto pojetí je tvořena bývalými částmi jižní litosferické desky, která se podílela na tvorbě variského orogénu. Bloky či terány krystalických fundamentů náleží podle těchto představ panafrickému kadomskému orogénu. Je nutno zdůraznit, že krystalické fundamenty variských zon - středoněmeckého krystalického prahu, saxothuringika, českého teránu tj. bohemika, moldanubika a též brunovistulika měly být původně součástí severního okraje Gondwany. Při tom někteří autoři pokládají např. saxothuringikum za jediný terán, nebo za zonu teránů (Weber, Edel 1995). Hlavní důkaz spočívá v tom, že v autochtonu

saxothuringika lze prokázat (Behr et al. 1984) horniny analogické severnímu okraji Gondwany vykazující indikace glacienních sedimentů ordovického stáří. Z hlediska teránového konceptu orogénu (Keppie 1993) a analogie s kanadskými Apalačemi je zákonité, že se teránové struktury nalézají ve vnitřních částech orogénů. S tím souhlasí stanovisko Edela a Webera (1995), že rhenohercynská zona již nebyla postižena teránovým vývojem.

Závěrem můžeme konstatovat, že většina badatelů zabývajících se evropskými variscidami uznává význam teránů a paleotektonických rotací a začleňuje je do nových tektonických modelů.

Literatura:

- Behr H. J. et al (1984): The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. - Tectonophysics, Vol. 109, p 15-40, Elsevier.
- Edel J. B. - Weber K. (1995): Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the Central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. - Geol. Rund., Vol. 84, Nu. 2, p 412-432, Springer, Heidelberg.
- Hladil J. (1992): Zonality in the devonian carbonate sediments in Morava (ČSFR). - Proceedings of the 1st. Internat. Conference on the Bohemian Massif, Prague, Sept. 26-Oct.3. 1988, p 121-126, ČGÚ Praha.
- Keppie J. D. (1993): Synthesis of Palaeozoic deformational events and terrane accretion in the Canadian Appalachians. - Geol. Rund., Vol. 82, Nu. 3, p 381-431, Springer, Heidelberg.
- Krs M. - Hladil J. - Krsová M. - Pruner P. (1995): Paleomagnetický doklad pro variskou paleotektonickou rotaci moravských devonských hornin. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 53-57, Brno.
- Krs M. - Pruner P. (1995): Paleomagnetism and Paleogeography of the Variscan Formations of the Bohemian Massif, Comparison with other European Regions. - Journal of the Czech Geol. Society, Vol. 40, Nu. 1/2, p 3-46, Praha.

LITOSTRATIGRAFIE KULMU V PŘÍHRANIČNÍCH OBLASTECH JIŽNÍHO POLSKA

Lithostratigraphy of the Culm facies
in the frontier area of southern Poland

(15-12, Osoblaha, 15-14, Krnov)

Jiří Otava

ČGÚ, Leitnerova 22, Brno

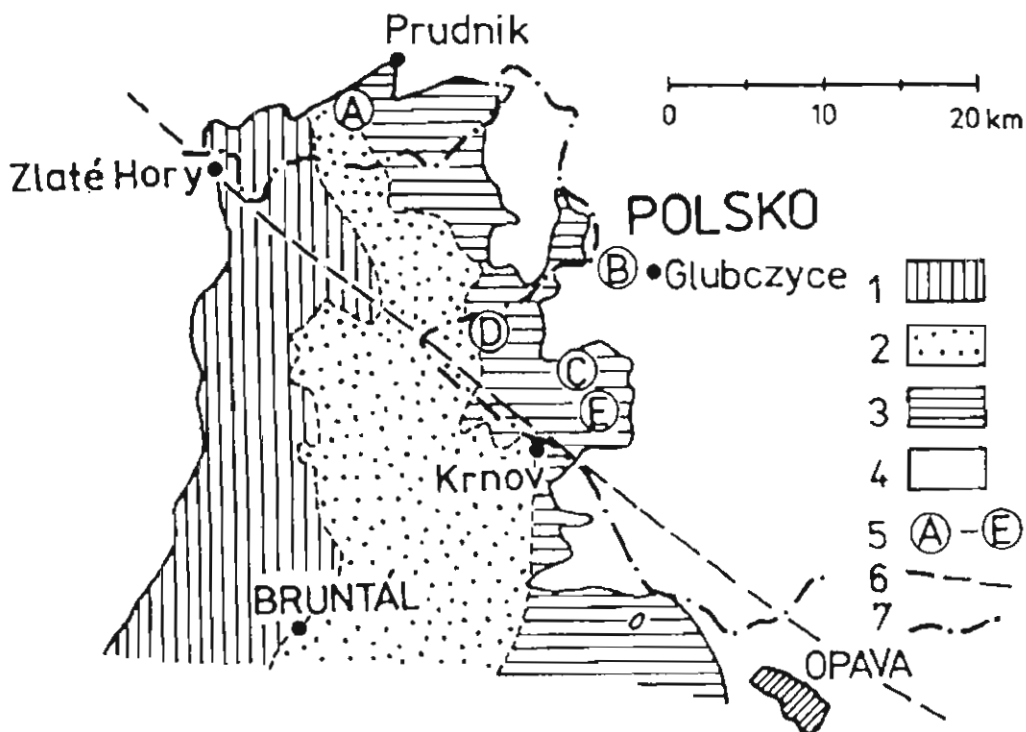
Key words: lithostratigraphy of the Culm, translucent heavy mineral assemblages

Abstract

The Culm sequences of the southern Poland, close to the border with Czech republic were paralelised with the formations developed in the Northern Moravia and Silesia (Nizký Jeseník Upland). There were no surprise and troubles at area where the continuity of outcrops along the border exists. The only real discrepancy was documented at the interpretation of stratigraphic setting of the Braciszów active quarry and surroundings.. That area has been described by some Polish geologists as a part of the Horni Benešov Formation. The study of translucent heavy mineral assemblages excluded such interpretation. because the garnet assemblage with dominant amount of pyrope-almandines is known in the Moravo-Silesian Culm only in the Upper Viséan eastern subbasin - see the Tab. That is why the discussed area belongs to the Moravice Formation. Our interpretation was accepted by the author of the map sheet and explanatory booklet of Pietrowice, 1: 25 000 (J. Badura et al.). The same interpretation is used at the Geological atlas of Silesia 1 : 100 000 by L.Sawicki.

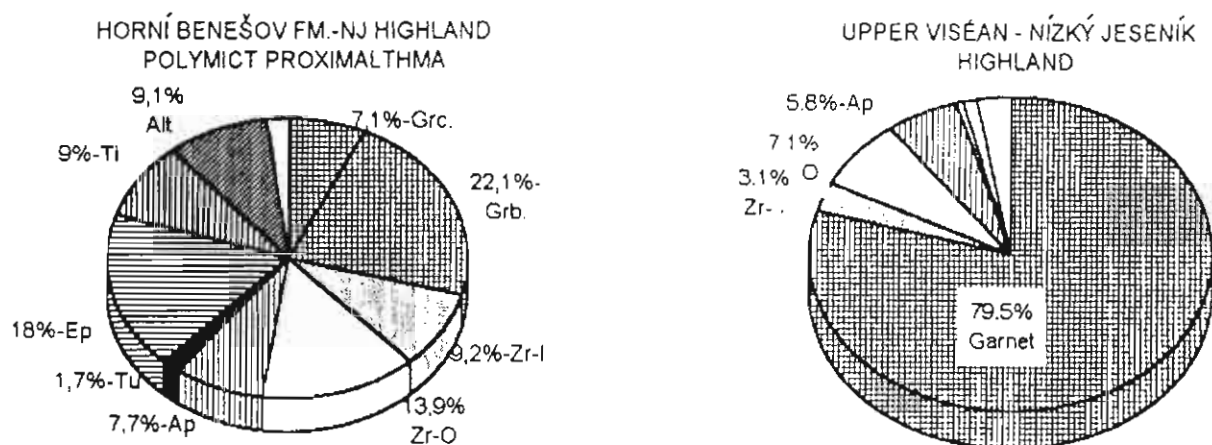
Při mapování a sestavování legend příhraničních mapových listů na území jižního Polska - Horního Slezska vyvstaly v některých případech problémy, jak paralelisovat

vrstevní sled polského kulmu s lithostratigrafickými celky definovanými v kulmu Nížkého Jeseníku. Polští kolegové, kteří odevzdávali mapové listy 1:25 000 souřadnicového



Obr. 1: Stratigrafické členění kulmu Severní Moravy, Slezska a jižního Polska a lokalizace vzorků:
 1 - andělskohorské souvrství 2 - hornobenešovské souvrství 3 - moravické souvrství 4 - pokrývnyé útvary
 5 - odběrové lokality A-Dembowice u Prudniku, B-Goluszowice, C-Braciszow, D-Pielgrzymow, E-Ciernieczyce
 6 - linie Zlaté Hory-Krnov oddělující osoblažskou kru od kry Nížkého Jeseníku 7 - státní hranice

lokalizace	analýza	lok.-mapa	granát b.	granát h.	zirkon l	zirkon O	apatit	rutil	turmalin	ostatni
Demowlec u Prudniku	1804	A	2.7	2.3	18.4	35.2	30.8	1	5.7	3.9
Goluszowice lom	1805	B	81.8	7.6	0.8	0.8	4.9	1.9	1.9	0.3
Braciszow lom	1806	C	67.6	27.3	0.8		3.1		0.6	0.6
Ciernieczyce lom	1807	E	85.5	6.6	0.4	0.2	4.6	0.2	2.5	
Pielgrzymow	1808	D	48.3	7.3	11.8	12.2	7.5	4	8.9	



Tab. 1: Procentické zastoupení průsvitných těžkých minerálů na významných kulmských lokalitách jižního Polska (lokalisace viz mapa) a jejich srovnání s průměrným složením asociací drobného kulmu Nížkého Jeseníku - hornobenešovského souvrství (levý koláčový diagram) a drobného moravického a hradecko-kyjovického souvrství svrchního visé - tzv. granátická proximální asociace (pravý koláčový diagram). Levý koláčový diagram je průměrem 238 analýz, celkem počítáno 54 970 zrn. Pravý koláčový diagram je průměrem 111 analýz, celkem počítáno 37 850 zrn. Zkratky použité v tabulce a diagramech: granát b. (v levém kruhovém diagramu v angličtině = Grc.)...čiré a narůžovělé, místy facetované variety granátů, které většinou podle ověření mikrosondou odpovídají pyrop-almandinovým varietám granát h. (v levém kruhovém diagramu v angličtině = Grb)...nahnědlé a naoranžovělé variety granátů, obecně pestrá směs granátových variet. zirkon l...idiomorfní zirkon zirkon O...oválný zirkon Ap = apatit, Tu = turmalin, Ti = titanit, Alt = alerity

systému Gauss-Krueger (Prudnik, Glubczyce, Pietrowice a Baborov) nás požádali o konzultace na toto téma.

Napojení stratigrafických celků na listu Prudnik bylo bez problémů, neboť výchozí víceméně plynule pokračují na polské území a navazují na náš odevzdaný list Zlaté Hory. Na území zbývajících tří listů je tato kontinuita místy přerušena mladšími pokryvnými útvary. V této oblasti pomohlo materiálové srovnání, konkrétně porovnání asociací průsvitných těžkých minerálů. Podle očekávání byla potvrzena správnost zařazení lokalit Goluszowice, Ciermieczyce a Pielgrzymow k moravickému souvrství - asociaci granátické proximální a Dembowiec - granátická distální (viz mapa a tabulka).

Překvapení a změna nastala po zhodnocení asociace TM z velkolomu Braciszów. Podle starších (Lydka, 1958; Unrug, 1971) i nejnovějších zařazení (Dominiak, 1995) některých polských geologů náleží turbidity a

fluxoturbidity této antiklinální struktury hornobenešovskému souvrství.

Zjištěná výrazně granátická asociace průsvitných těžkých minerálů v kontextu obecných regionálních poměrů v Nížkém Jeseníku (Otava, 1988) takové zařazení v podstatě vylučuje. Porovnáním se statisticky průměrnou asociací granátické zóny Nížkého Jeseníku a s asociací polymiktí (hornobenešovského souvrství), ale i zhodnocením kvalitativního složení asociací vyplývá jednoznačně materiálová přítomnost této významné lokality k východokulmskému bazénu. Z dalších souvislostí je zřejmé zařazení k moravickému souvrství (svrchní visé).

Lze považovat za přínos spolupráce českých a polských geologů, že toto litostratigrafické zařazení již bylo zohledněno v geologické mapě 1:25 000 Glubczyce a Pietrowice i v geologickém atlase Slezska 1:100 000 Sawického (1995).

Literatura:

- Dominiak S. (1995): Sedymentologia formacji hornobeneszowskiej (kulm okolic Glubczyc) na podstawie odsłonięcia w miejscowości Braciszów. - Praca magisterska (promotor - K. Malik), Archiwum Uniw. Sl., s. 59, Sosnowiec.
- Lydka K. (1958): Osady mazozyckie na wschodnim Przedgórzu Sudetów. - Acta Geol. Polonica, vol. 6, Warszawa.
- Otava J. (1988): Význam těžkých minerálů pro paleogeografii a litofaciální analýzu paleozoika východního okraje Českého masívu. - MS Ústř. Úst. geol., Praha, kand. dis. práce, Praha.
- Sawicki L. (1995): Geological map of Lower Silesia with adjacent Czech and German territories. - Państwowy instytut geologiczny, Warszawa.
- Unrug R. (1971): Dolny karbon w facji fliszowej (kulm) na południowy zachód od Glubczyc. - Przewodnik XLIII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kraków 12-14 wrzesnia 1971, Wycieczka C-3, 157-167, 170-177, Kraków

MORAVSKOSLEZSKÉ BRADLOVÉ PÁSMO

The Moravo-Silesian Klippen Zone

Antonín Přichystal

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Devonian, Lower Carboniferous, submarine volcanics, non-flysch sediments, klippen in the Culm

Abstract.

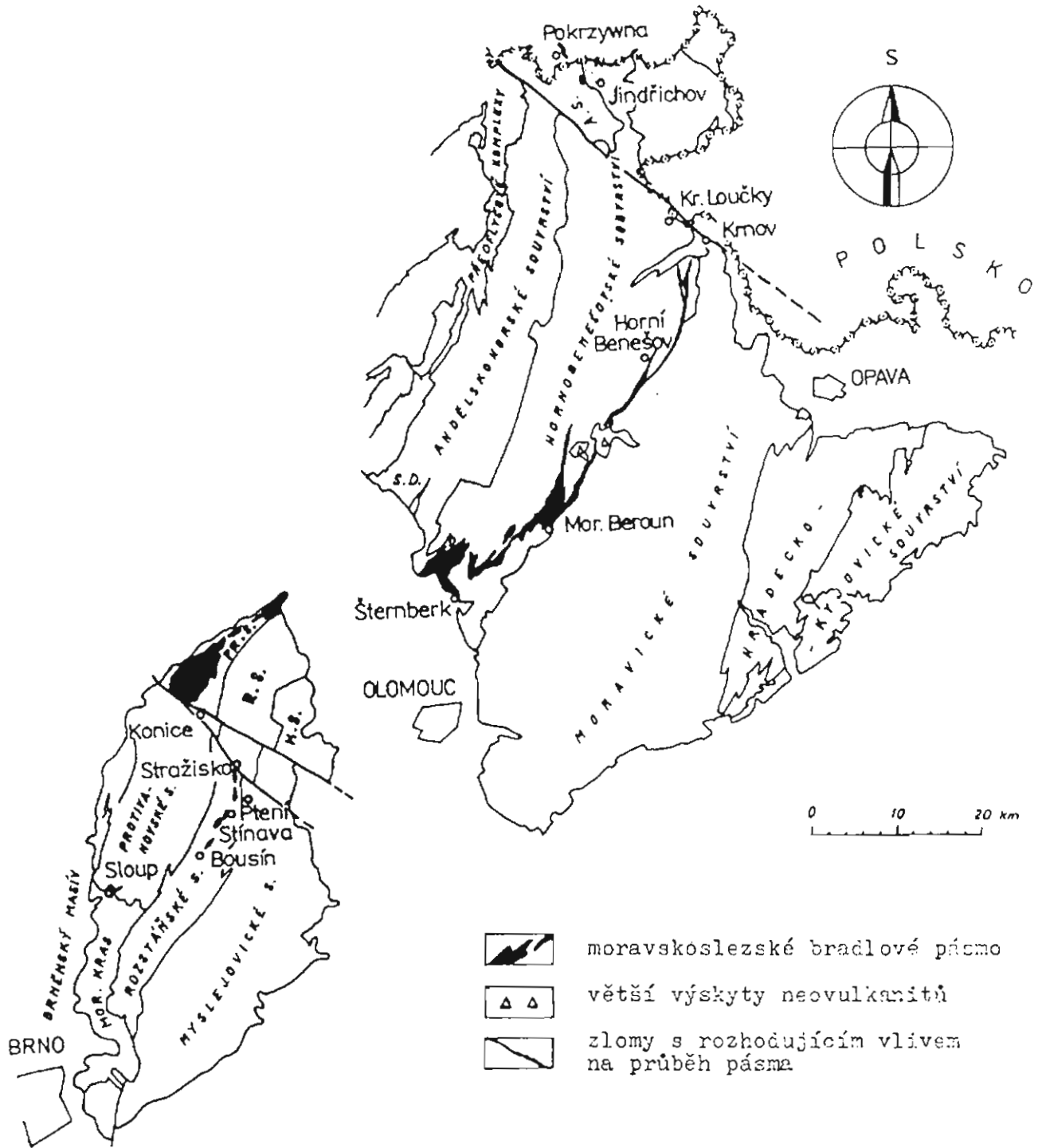
The Moravo-Silesian Lower Carboniferous flysch deposits called the Culm are of a large extent forming the Drahany, Nizký Jeseník and Zlaté Hory Uplands. A zone of isolated tectonic structures (substantially klippen) built up of the Devonian and Early Carboniferous volcanic and sedimentary rocks was ascertained in the central part of the whole Culm area. The zone with the length of about 120 km is termed the Moravo - Silesian klippen zone and it is supposed to be a scar after the Devonian - Early Carboniferous marine rift basin with volcanic elevations. In the Nizký Jeseník Upland, the Moravo - Silesian klippen zone is prevalently situated at the boundary between two Culm nappes, in the Drahany Upland its position has to be solved.

Nejnápadnějším lineárním prvkem v geologické stavbě kulmu Nížkého Jeseníku je nesouvislé pásmo výskytů devonských až spodnokarbonských vulkanitů a neflyšových sedimentů. Znal je v podstatě již F. Roemer v druhé polovině minulého století a F. Kretschmer je počátkem tohoto století začal označovat jako šternbersko - hornobenešovský pruž. V osmdesátých letech našeho

století se podařilo zjistit analogické horniny rovněž ve spodním karbonu Zlatohorské pahorkatiny. Podíváme-li se pozorně na mapu 1 : 200 000 list Česká Třebová, také v kulmu střední části Drahanské vrchoviny najdeme drobné výskyt devonských (výjimečně i silurských) až spodnokarbonských vulkanitů a sedimentů mezi nectavským zlomem a Bousínem. Na základě studia

izolovaných výskytů ponikevského souvrství včetně vulkanogenních hornin tourmanského stáří severně od Sloupu se domnívám, že i v kulmu Dražanské vrchoviny

120 km zónu izolovaných výskytů devonských až spodnokarbonských vulkanitů a sedimentů (převážně se jedná o tzv. pánevní vývoj devonu), kterou lze označit



Obr. 1: Schematická mapka zobrazující průběh moravskoslezského bradlového pásma; hranice kulmských souvrství podle rukopisných map 1 : 100 000 Dražanské vrchoviny a Nížkého Jeseníku sestavených J. Dvořákem (1987, 1981, archiv ČGÚ Brno). Použité zkratky: S.D. - sovinecký devon, PR.S., R.S., M.S., A.S. - protivánovské, rozstáňské, myslejovecké a andělskohorské souvrství

existuje podobná zóna jako je v Nížkém Jeseníku a navrhuji ji nazývat sloupsko - stínavský pruh. Spojujícím lineárním prvkem mezi oběma pruhy je konicko - mladečský devon. Z toho vyplývá, že celým moravskoslezským kulmem je tedy možné vysledovat v celkové délce přes

jako moravskoslezské bradlové pásmo. Název navazuje na práce Zapletala (1950) a Kettnera (1952), kteří poprvé začali izolované struktury devonských hornin v Nížkém Jeseníku srovnávat s tektonickými bradly a R. Kettner tento termín pro šternbersko - hornobenešovský pruh

přímo použil. Současná definice jej rozšiřuje na celé pásmo výskytů, jehož rozsah a charakteristika jsou podány na dalších řádcích.

1. PRUH SLOUPSKO - STÍNAVSKÝ

Izolované výskyty starších vulkanických a sedimentárních hornin uprostřed kulmu Drahanské vrchoviny, to je mezi Bousínem, Stínavou, Ptením a Stražiskem, jsou známy již z doby zkreslování listu Česká Třebová 1 : 200 000. Tyto výskyty lze nyní protáhnout až na s. okraj Moravského krasu, kde existují severně Sloupu horniny, které můžeme interpretovat jako jejich pokračování. Největší lokalita byla popsána Dvořákem a Friákovou (1981) a stratigraficky na základě konodontů zařazena do nižší části tournai. Krepčíková (1985) horniny charakterizovala jako výskyty drahanského vývoje devonu v podobě tektonických šupin přesmykového charakteru uprostřed kulmu. Uvádí odsud karbonátové silicity s radiolariemi, tmavě šedý vápenec s ojedinělými průřezy krinoidů, písčité vápenec a pelitické horniny s kyselou prachovito-písčitou vulkanickou příměsí. Současný podrobný výzkum autora zde navíc zjistil čočky tmavých křemenných pískovců s křemítkem (křemence) a písčité tufity, kde vedle kyselých vulkanoklastické příměsí (křemen, sericitizované plagioklasy, šachovnicový albit) byly nalezeny i zbytky zcela přeměněných sklovitých spilitů, úlomky fosforitových konkrecí a konodontů.

Vulkanická činnost je v tomto pruhu doložena od spodního devonu - emsu (tufitické vločky ve stínavských břidlicích v jz. okolí Stínavy - Chlupáč 1961) až po výskyty vulkanoklastik v již zmíněných křemítkách břidlicích ponikevského souvrství u Sloupu (nižší část tournai, zóna *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* až *Siphonodella crenulata* - Dvořák a Friáková 1981). Vulkanické horniny jsou známy především z haldy rozkládající se před zhruba 120 m dlouhou (dnes zcela zavalenou) štolou na železné rudy jz. od Stínavy v Repešském žlebu, odkud Štelcl (1962) popsal spility, mandlovcové spility, spilito-karbonátové horniny, kvarckeratofyr, je zde známo rovněž několik variet železných rud typu Lahn-Dill. Ze sedimentů jsou odsud popisovány tmavošedé křemence, břidlice a drobové pískovce stínavsko - chabičovského souvrství. Nově odebrané vzorky z haldy ukázaly přítomnost intenzivně alterovaných spilitů a mandlovcových spilitů. Jeden ze vzorků představuje porfyrický bazalt se zcela přeměněnými vyrostlicemi, které lze podle tvaru a výplně spolehlivě dešifrovat jako původní olivíny. Je to první spolehlivý nález olivinického bazaltu v rámci devonského až raně karbonického vulkanismu v moravskoslezské oblasti.

Povrchový výchoz bazických vulkanitů mezi Ptením a Pohodlím objevil Kalabis (1936). Štelcl (1962) odsud uvádí spilitový porfyrit, při nynější revizi byl zjištěn intenzivně karbonatizovaný spilit s převahou Na_2O nad K_2O . Vulkanity jsou opět doprovázeny polohami nečistých vápenců, břidlic stínavsko - chabičovského souvrství a železných rud typu Lahn - Dill.

Pokud jde o pozici výskytů drahanského vývoje

devonu uprostřed spodnokarbonických sedimentů Drahanské vrchoviny, všichni zde pracující geologové se shodují, že se jedná o tektonicky vklíněné kry (I. Chlupáč, J. Dvořák, J. Svoboda).

2. KONICKO - MLADEČSKÝ PRUH

Má v rámci moravskoslezského bradlového pásma poněkud specifické postavení, neboť jako jediný není tvořen pouze pánevním vývojem devonu, ale i tzv. přechodním vývojem a vývojem Moravského krasu (Chlupáč - Svoboda 1962). Plošně nejrozsáhlejší jižní část pruhu mezi Ponikví, Kladky a Javoříčkem lze nejspíš interpretovat jako tektonickou kru, ve které je zastoupeno i předdevonské podloží. Na toto území pak navazuje převážně karbonátový vývoj devonu až spodního karbonu opět v izolovaných výskytech. Vulkanismus je vázán výhradně na jižní část. Koncem osmdesátých let proběhl v jižní části konicko - mladečského pruhu vyhledávací průzkum na vápence (Crha et al. 1989), při kterém sice vulkanity nebyly středem zájmu, ale přesto byly zachyceny v řadě technických prací. Zhodnocení těchto výsledků a rozmapování vulkanického komplexu byly proto věnovány dvě diplomové práce (Musil 1991, Frydrych 1992) pod vedením autora této zprávy. Podobně jako V. Barth jsme vyčlenili intruzivní tělesa metadoleritů, která dnes pravděpodobně nejsou v původní pozici, jak o tom svědčí jejich výrazné dynamometamorfní přeměny a do prostředí střídajících se tufů, polštářových láv a hyaloklastitů se dostaly tektonicky. Stejně jako ve šternbersko - hornobenešovském pruhu je nápadná jejich prostorová souvislost se stínavsko - chabičovským souvrstvím. Pokud jde o časový rozsah vulkanismu, považuje Dvořák (1987) za doložený časový úsek od spodního emsu do famenu, nevylučuje ale jeho podstatně větší rozsah (silur - spodní karbon). Crha et al. (1989) uvádějí časový rozsah vulkanismu od emsu do tournai s dozníváním ve visé. Během givetu a frasnů měla vulkanická činnost přestat nebo být nepatrná a svého maxima měla dosáhnout až během famenu a tournai až spodního visé.

Z vulkanologického hlediska má vulkanismus konicko - mladečského pruhu největší podobnost se šternbersko-chabičovskou (nejjižnější) strukturou v Nížkém Jeseníku. Podoba spočívá zejména ve velkém zastoupení metadoleritů a v přítomnosti pravých žil porfyrických doleritů. Jsou zde ovšem přítomny i lávové výlevy v podobě polštářových láv, aglomerátové i lapilové tufy mandlovcových spilitů a kalcitické hyaloklastity (peperity).

3. PRUH ŠTERNBERSKO - HORNOBENEŠOVSKÝ

Díky rozsáhlým vyhledávacím pracím na barevné kovy v osmdesátých letech představuje nejlépe prozkoumanou část moravsko - slezského bradlového pásma. Výskyty vulkanitů i sedimentů jsou zde plošně rozsáhlejší než na Drahanské vrchovině a díky situování nejjižnější šternbersko - chabičovské struktury při okrajovém zlomu Nížkého Jeseníku jsou i lépe odkryté. Uvnitř vulkanického komplexu se nacházejí polohy stínavsko-chabičovského souvrství a jeseneckých

vápenců, produkty vulkanické činnosti zase tvoří vložky v převážně nadložních komplexech ponikevského a andělskohorského souvrství, takže je zde celkem spolehlivě známo stratigrafické zařazení vulkanismu a lze sledovat i jeho vývoj v čase. Současné shrnutí poznatků o sedimentech pruhu pochází od Dvořáka (1994). Podle něj zde probíhala vulkanická činnost od svrchního emsu až do spodního visé.

Poznání vulkanismu šternbersko-hornobenešovského pruhu pokročilo jak po stránce geologické a vulkanologické (obě největší struktury byly zmapovány v měřítku 1:10 000), tak po stránce geochemického složení vulkanitů a jejich sekundárních přeměn. Poslední hodnocení (Přichystal 1985) vychází ze statistického zpracování 239 silikátových analýz, 77 analýz 8 stopových prvků (Ba, Sr, U, Th, Ni, Cr, Co, V) a 24 stanovení vzácných zemin. Na elektronovém mikroanalyzátoru byly provedeny analýzy hlavních horninotvorných minerálů: klinopyroxenů a živců. Na základě všech zjištěných údajů lze konstatovat, že spodno- a střednodevonské vulkanity odpovídají intradeskovým bazaltům, převážně alkalickým nebo s výraznou alkalickou afinitou, kdežto vulkanity tournaiské a zčásti i některé svrchnodevonské již mají charakter bližící se oceánským tholeiitům.

Rozsáhlá diskuse se vedla kolem hloubky vzniku vulkanitů ve šternbersko-hornobenešovském pruhu. Podle doprovodných sedimentů probíhal vulkanismus nepochybně v mořské pánvi. Lávové výlevy mandlovcových spilitů jsou prakticky vždy ve vývoji polštářových láv, které přecházejí do polštářových brekcií, hyaloklastitů a peperitů. Ty se běžně střídají s polohami jejich aglomerátových litických tufů. Podle posledních údajů ve vulkanologické literatuře (např. Decker - Decker 1989), kritická hloubka, pod níž podmorský vulkanismus již nemá explozivní vývoj sice závisí na rozpuštěných plynech a teplotě, ale z praktického hlediska je pouze kolem 30 m vodního sloupce. Lze tedy naprosto seriózně předpokládat, že vulkanická činnost ve šternbersko-hornobenešovském pruhu probíhala v hloubkách zhruba od 50 m pod hladinou moře až zřejmě zčásti i nad mořskou hladinou. Pro malou hloubku erupcí pod mořskou hladinou svědčí i vysoké zastoupení granulátového typu hyaloklastitů a charakter polštářů s množstvím karbonátových mandlí, které představují výplně po plynových dutinách. Z hlubokomořských polštářových láv vesikulární textury nejsou uváděny, naopak se zde objevují variolitické struktury. Rovněž na středooceánských hřbetech nejsou popisována pyroklastika, pokud byla nalezena, např. na středooceánském hřbetu Indického oceánu, pak pocházejí z vysokých vulkánů horkých skvrn jako je Mauritijs nebo Réunion (Hekinian 1968). Granulátové typy hyaloklastitů s kalcitovou výplní plynových bublin jsou známy např. z ostrova Saddle v Rudém moři, ne však ze dna centrální deprese (Schneider-Wachendorf 1973). Představy o malé hloubce, ve které probíhala vulkanická činnost, konečně potvrzuje i studium devonských vápenců z ložiska Horní Benešov (Hladil

1984), podle něhož došlo mezi eifelem a famenem k vynoření eifelského rífu nad mořskou hladinu a jeho krasovému zvětrávání.

4. PRUH JINDŘICHOVSKO - POKRZYWENSKÝ

Šternbersko - hornobenešovský pruh byl v podstatě v té podobě, jak jej známe dnes, definován již v druhé polovině minulého století. V první polovině našeho století se za jeho severní pokračování ve Slezsku považovala tzv. janovská bazika, u níž ale další výzkum ukázal, že se jedná o lamprofyry stefanského stáří (Dvořák - Přichystal 1982). Nepochybně severní pokračování šternbersko - hornobenešovského pruhu se podařilo nalézt u Jindřichova ve Slezsku až v r. 1977 (Přichystal 1981). Jde o intenzivně mylonitizované dolerity u kóty 404,5 m, u níž autor situoval v letech 1984 a 1985 dva průzkumné vrty Jindřichov 1 o hloubce 200 m a Jindřichov 2 s hloubkou 150 m. Z výsledků vrtu Jindřichov 1 vyplynulo, že okolní horniny jsou tvořeny černými břidlicemi andělskohorského souvrství s až 10 m mocnými polohami světle šedo zelených vulkanoklastik. Ve vrtu Jindřichov 2 byly zastiženy horniny ponikevského souvrství s radiolarity, drobné polohy vápence s vulkanoklastickou příměsí (bohužel negativní na přítomnost konodontů, pouze s průřezy tentakulitů a ostrakodů) a intenzivně mylonitizované dolerity s nepravou mocností 20 m. Místy jsou černé břidlice andělskohorského souvrství vhněteny tektonicky do foliovaných doleritů. Břidlice nad i pod tělesem jsou intenzivně zvrásknené, okrajové partie doleritového tělesa jsou dynamometamorfovány - vulkanické těleso bylo do souvrství tektonicky inkorporováno. Grygar (1985) nalezl již od zmíněné lokality výskyty křemenných pískovců a hornin ponikevského souvrství a upozorňuje na silné tektonické porušení celé zóny doprovázené anomálním výskytem sekrečního křemene.

Výskyty metamorfovaných vulkanitů od Pokrzywne v Polsku (tehdy Wildgrundu) považoval Stejskal (1929) správně za pokračování šternbersko - hornobenešovského pruhu. Stratigrafické zařazení vulkanitů objasnil Sawicki (1959) na základě rýh a vrtu (leží uvnitř svrchní polohy andělskohorského souvrství). Poslední shrnutí poznatků o této lokalitě je v kandidátské práci autora (Přichystal 1985).

5. TEKTONICKÁ INTERPRETACE

Předpoklad, že bradla šternbersko - hornobenešovského pruhu představují tektonické šupiny, které byly do dnešního postavení zavlečeny na násunovém zlomu, jenž by mohl oddělovat dvě příkrovová tělesa, vyslovil Cháb (1986). K uvedené představě se přihlásil i Přichystal (1988) na základě výsledků izotopového stáří zirkonu z tufové polohy v kulmských sedimentech z Krásných Louček u Kmova. Tuf ležící uprostřed kulmu Nízkého Jesníku, v s. pokračování šternbersko - hornobenešovského pruhu, poskytl namurské stáří. Určení stáří provedl O. Kouvo z Geological Survey of Finland, přičemž hodnoty stanovené na základě tří různých poměrů U a Pb jsou

zcela konkordantní a odpovídají hranici mezi namurem A a B (319 My). Toto stáří bylo nezávisle potvrzeno studiem spór z několik metrů vzdálené tektonické zóny (Otava - Valtrová 1992).

Z geofyzikálního hlediska myšlenky o příkrovové stavbě Nizkého Jeseníku podpořili Čížek - Tomek (1991), když označují šternbersko - hornobenešovský pruh jako "foreland dipping duplex zone" a z hlediska struktury geologie Melichar - Buček (1994), kteří považují šternbersko - hornobenešovský pruh za zónu bázi tektonických šupin příkrovu tvořeného převážně hornobenešovským souvrstvím. Ve šternbersko - hornobenešovském pruhu se dříve pochybovalo o bradlovém tektonickém stylu plošně rozsáhlých struktur v jižní a střední části - komplexní geofyzikální výzkumy však prokázaly jen mělké založení (např. Daňko et al. 1988).

Jak ukazuje předložená zpráva, podobné výskyty izolovaných tektonických bradel dnes známe i ze Zlatohorské a Dražanské vrchoviny, čili z průběhu celého moravskoslezského kulmu. Jaké jsou tedy základní charakteristické rysy tohoto nově definovaného moravskoslezského bradlového pásma?

1. Jde o nesouvislé výskyty převážně starších vulkanických a sedimentárních hornin uprostřed kulmského flyše. Horniny v rámci pásma zahrnují ale široké stratigrafické rozpětí od siluru až pravděpodobně po rozhraní namur A/B.

2. Průběh pásma je rozčleněn příčnými zlomy sz. - jv. směru (nectavský zlom, okrajový zlom Nizkého Jeseníku, zlatohorsko - krnovský zlom) do několika dílčích pruhů: sloupsko - stínavského, konicko - mladečského, šternbersko - hornobenešovského a janovsko - pokrzywenského. Dílčí pruhy severně od nectavského

zlomu se generálně vyznačují osním úklonem k SSV, tudíž nejstarší horniny se vždy objevují v j. části pruhů a nejmladší v s. části. Pro sloupsko - stínavský pruh se zdá být situace opačná.

3. Průběh pruhů není konkordantní s průběhem hlavních kulmských souvrství, i když v Nizkém Jeseníku se z velké části objevuje při rozhraní mezi hornobenešovským a moravickým souvrstvím.

4. Starší devonské sedimenty, které jsou součástí pásma, mají nižší stupeň anchimetamorfózy než okolní mladší spodnokarbonské sedimenty (Müller in Dvořák 1994), z čehož vyplývá, že se nemohly vyvíjet ve společném prostoru od počátku a musely ležet od flyšových pánví více na východ.

5. Rozbor vulkanických i sedimentárních hornin ukazuje, že se v pásmu objevují facie, které původně musely vznikat v odlišných prostředích nebo v různých vertikálních úrovních a teprve později byly tektonicky sblíženy.

6. Moravskoslezské bradlové pásmo představuje tektonickou melánž po devonské až spodnokarbonské riftové pánvi, ve které existovala zóna vulkanických elevací s doprovodnými sedimenty. Vlastní dno pánve nejspíš reprezentují horniny stínavsko - chabičovského souvrství s intruzemi metadoleritů.

7. V Nizkém Jeseníku leží tektonické struktury pásma v blízkosti rozhraní mezi dvěma příkrovy spodnokarbonských hornin, z velké části na čele západního příkrovu jak ukazují výsledky strukturálně geologického výzkumu (Melichar - Buček 1994) nebo studia magnetických vnitřních staveb (Hroudá - Přichystal 1995). Na Dražanské vrchovině je nutné jejich postavení dořešit v souladu s výzkumem okolních kulmských sedimentů.

Literatura

- Crha J. et al., 1989: Souhrnná závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu Ponikev - Vojtěchov. - MS Unigeo Brno.
- Čížek P., Tomek Č., 1991: Large-scale thin skinned tectonics in the eastern boundary of the Bohemian Massif. - *Tectonics*, 10, 2, 273-276.
- Daňko J., Kubiš P., Pazdírek O., Rejl L., Tomášová D., 1988: Geofyzikální průzkum v širším okolí Moravského Berouna. - Sbor. ref. KRB rud. geof. průzk. v Jeseníkách v r. 1985 a 1987, 162 - 166. Geofyzika Brno.
- Decker R., Decker B., 1989: Volcanoes. - 285 stran. New York.
- Dvořák J., 1987: Paleozoikum Dražanské vrchoviny a jeho jv. okolí. - Záv. zpráva, 147 stran. MS Ústí. Úst. geol. Praha.
- Dvořák J., 1994: Geology of the Paleozoic rocks of the Šternberk - Horní Benešov Zone (Nizký Jeseník Mts., Northern Moravia). - Sbor. geol. Věd, Geol., 46, 57 - 101. Praha.
- Dvořák J., Friáková O., 1981: Paleogeografie faun a tourmai v severní části Moravského krasu (na základě konodontových faun). - Čas. Min. Geol., 26, 3, 301 - 306. Praha.
- Dvořák J., Přichystal A., 1982: Lamprophyry stefanského stáří janovsko - artmanovského antiklinoria ve Slezsku. - Sbor. geol. Věd, Geol., 36, 93 - 113. Praha.
- Frydrych R., 1992: Geologické mapování v okolí Ponikve na Dražanské vrchovině. - Dipl. práce. 50 stran. MS Katedra geol. paleont. PřF MU v Brně.
- Grygar R., 1985: Strukturně - geologické poměry severního pokračování šternbersko - hornobenešovského pásma u Jindřichova ve Slezsku. - Sbor. 3. mezinár. konf. VŠB, sekce 5, 42 - 44. Ostrava.
- Hekinian R., 1968: Rocks from the Mid-Oceanic Ridge in the Indian Ocean. - Deep-Sea Research, Vol. 15, 195 - 213.
- Hladil J., 1984: Mikrofaciální charakteristika středně a svrchnodevonských vápenců z ložiska Horní Benešov. - 17 stran. MS Ústí. Úst. geol. Brno.
- Hroudá F., Přichystal A., 1995: Magnetic fabric relationship between Palaeozoic volcanic and sedimentary rocks in the Nizký Jeseník Mts., NE Moravia. - J. Czech Geol. Soc., 40/1 - 2. Praha.
- Cháb J., 1986: Stavba moravskoslezské větve evropského mladopaleozoického orogenu (pracovní hypotéza). - Věst. Ústí. Úst. geol., 61, 2, 113 - 120. Praha.
- Chlupáč I., 1961: Orientační výzkum některých menších výskytů devonu na Dražanské vrchovině. - Zpr. geol. Výzk. v R. 1960, 89 - 95. Praha.
- Chlupáč I., Svoboda J., 1963: Geologické poměry konicko - mladečského devonu na Dražanské vrchovině. - Sbor. Ústí. Úst. geol., XXVIII, odd. geol., 347 - 386. Praha.

- Kalabis V., 1936: Nález devonského útvaru u Ptení. - Příroda 29, č. 9, 261 - 263. Brno.
- Kettner R., 1952: Zpráva o geologickém mapování v okolí Homího Benešova a Leskovce v Nížkém Jeseníku. - Věst. Ústř. Úst. geol., XXVII, 149 - 155. Praha.
- Krepčíková H., 1985: Geologické mapování v okolí Sloupu. - Dipl. práce, 108 stran. MS Katedra geol. paleont. PřF UJEP Brno.
- Melichar R., Buček Z., 1994: Tektonika jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu v Nížkém Jeseníku. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 45 - 46. Brno.
- Mušil B., 1991: Geologické mapování v okolí Dzbele na Dražanské vrchovině. - Dipl. práce, 66 stran. - MS Katedra geol. paleont. PřF MU Brno.
- Otava J., Valterová P., 1992: The age and origin of some rocks in the Křmlov - Krásné Loučky quarry. - 4 strany MS Čes. geol. ústav Brno.
- Přichystal A., 1981: Pokračování šternbersko - hornobenešovského vulkanického pásma u Jindřichova na severní Moravě. - Věst. Ústř. Úst. geol., 56, 5, 293 - 297. Praha.
- Přichystal A., 1985: Spilit - keratofyrový vulkanismus šternbersko - hornobenešovského pruhu v Nížkém Jeseníku. - Kand. disert. práce, 219 stran. PřF UK Praha.
- Přichystal A., 1988: Izotopové stáří zirkonu z tufové polohy v kulmských sedimentech nedaleko Křmlova. - Sbor.ref. KRB rud. geof. průzkumu v Jeseníkách v l. 1985 a 1987, 153 - 161. Geofyzika Brno.
- Sawicki L., 1959: Seria zielencowa w warstwach andeolotorskich. - Kwart. geol., 3, 25 - 29. Warszawa.
- Schneider W., Wachendorf H., 1973: Vulkanismus und Graben - Bildung im Roten Meer. - Geol. Rundschau, 62, 754 - 773.
- Štelcl J., 1962: Zpráva o petrografickém výzkumu devonských vyvěřelin severní části Dražanské vysočiny. - Folia Univ. Purkyn. brun., Geol., 3, 1, 51 - 65. Brno.
- Zapletal K., 1950: Přehled geologie Slezska. - Přírodověd. Sbor. Ostr. Kraje, XI, 1, zvl. příl., 1 - 40. Opava.

PŘÍSPĚVEK KE GEOCHEMII SPODNOKARBONSKÝCH HORNIN NÍZKÉHO JESENÍKU

Contribution to the geochemistry of Lower Carboniferous sediments
in the Nížký Jeseník Upland

Miloš René

Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8

Key words: Lower Carboniferous, Moravosilesian Flysch, litho geochemistry

Abstract

Lower Carboniferous sediments of the Nížký Jeseník Upland belong to the Variscan flysch formation. It includes sandstones, greywackes and various types of shales to silstones. From the geochemical characteristics of these sediments it results that sandstones and greywackes belong to the siliceous facies, silstones and shales to the argillite facies. The composition of shales is similar to that of shales from other Palaeozoic areas of Europe. Increased content of some transitional elements suggests a higher portion of basic igneous rocks in the source material. Increased Zr content in psammitic sediments provides evidence of a higher portion of detrital zircon in these sediments. Low Mo content in aleuropelitic sediments of the Culm formation indicates a rather shallow water character of the sedimentary basin of this formation.

Spodnokarbonské horniny Nížkého Jeseníku jsou součástí variské flyšové formace označované obvykle jako kulm. Litologický a geotektonický vývoj této formace je obvykle interpretovaný jako vývoj dvou samostatných synklinórií (Kumpéra 1983) nebo v rámci postupného posunu zóny maximální subsidence jednotné pánve (Dvořák et al. 1977). Úhrnná mocnost kulmských sedimentů je odhadovaná na 4000 - 5000 metrů.

Pro nejstarší, andělskohorské souvrství je typické střídání břidlic a jemně až středně zrnitých drob a metamorfóza ve facii zelených břidlic. V nadložním hornobenešovském souvrství převládají droby nad prachovci a jílovitými břidlicemi. Moravické souvrství je tvořené laminovanými prachovými břidlicemi až prachovci

s hojnými vložkami litoklastických drob až drobových pískovců. Nadložní hradecké souvrství obsahuje zejména droby s častými vložkami prachovců a jílových břidlic. Kyjovické souvrství je tvořené převážně břidlicemi a dobře vyřiděnými flyšovými sedimenty.

Pro účely geochemického studia bylo odebráno celkem 24 vzorků různých sedimentárních, případně metamorfovaných hornin zastupující základní typy kulmských sedimentů. Analyzované vzorky byly rozděleny na skupinu psamitických hornin (droby, pískovce) a skupinu aleuropelitických hornin (prachovce, jílovce, jílovité břidlice a fylity). Psamitické horniny kulmské formace odpovídají svým složením běžným písčitém a drobovým horninám křemičité facie ve smyslu Garrelse a

Mackenzie (1971). Většina analyzovaných vzorků aleuropelitických hornin padá do oblasti typických jílových sedimentů, aniž by se zde projevovaly změny v závislosti na stratigrafické pozici jak to dokládá Kukul (1985). Malý rozptyl chemismu analyzovaných aleuropelitů je zřejmě zapříčiněn malým počtem analyzovaných vzorků.

Ze stanovení vybraných stopových prvků byly vypočteny průměrné hodnoty. S ohledem na malé počty vzorků byla volena hodnota mediánu (tab.1). Pro srovnání s jinými sedimentárními formacemi byly vybrány evropské paleozoické břidlice, jejichž soubor obsahuje především údaje z oblasti Rýnského břidličného pohoří (Wedepohl 1960). Srovnání s horninami svrchní kontinentální kůry bylo provedeno na základě s průměru uváděného Taylorem a McLennanem (1985).

Obsah tranzitních prvků (Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) v aleuropelitických sedimentech Nízkého Jeseníku je srovnatelný s jejich obsahem v evropských paleozoických břidlicích. Obsah Ti, V, Cr, Ni a Cu v pískovcích a drobách je vyšší než je jejich průměrný obsah ve svrchní kontinentální kůře. Toto zvýšení může být způsobeno větším podílem bazického vulkanického materiálu ve zdrojových oblastech kulmské sedimentační pánve. Obsah zinku v psamitech Nízkého Jeseníku je shodný s jeho obsahem ve svrchní kontinentální kůře. Obsah galia je výrazně zvýšený, což potvrzuje intenzivní alitické větrání v období svrchního paleozoika v tomto prostoru. Obsah olova je blízký jeho obsahu v jílových sedimentech. Obsah cínu je o něco vyšší, než je jeho obsah v obdobných sedimentech a mohl by naznačovat vyšší podíl kyselých intruzív a efuzív v usazovaném materiálu aleuropelitických sedimentů Nízkého Jeseníku. Obsah molybdenu je svoji hodnotou mezi obsahem molybdenu v jílových břidlicích vznikajících v oxidačním prostředí (1,5 ppm Mo) a průměrnými pelagickými sedimenty (4 - 8 ppm Mo). Z obsahu molybdenu lze tudíž usuzovat na mělkovodní charakter spodnokarbonské sedimentární pánve. Obsah zirkonia v aleuropelitických sedimentech Nízkého Jeseníku je podobný jeho obsahu v evropských jílových břidlicích.

Výrazně zvýšený je obsah zirkonia v psamitických sedimentech a dokládá přednostní vazbu zirkonia na detritický zirkon kulmských sedimentů. Nejvyšší obsahy zirkonia byly zjištěny v drobách a drobových pískovcích kyjovického souvrství. Obsah niobu odpovídá jeho

Prvek	psamity (n=12)	aleuropelity (n=12)
Ti	3327,0	5515,0
V	83,5	210,0
Cr	96,0	169,5
Co	9,0	19,0
Ni	32,5	61,5
Cu	56,0	72,5
Zn	71,0	125,5
Ga	26,0	72,5
Pb	20,0	29,0
Sn	7,5	7,0
Mo	3,0	3,0
Zr	280,5	208,5
Nb	11,0	15,0
Ba	490,0	647,5
Sr	149,5	91,5
Rb	95,0	153,0

Tab.1 Průměrné obsahy vybraných stopových prvků v sedimentech Nízkého Jeseníku (medián, ppm)

obsahu v jílech a vyšší podíl Nb v aleuropelitech umožňuje předpokládat přednostní vazbu niobu na jílové minerály.

Obsah barya v sedimentech kulmské formace je shodný s jeho obsahem v obdobných typech sedimentů. Rovněž obsah stroncia v aleuropelitech Nízkého Jeseníku je srovnatelný s jeho obsahem v evropských paleozoických břidlicích. Vyšší obsah stroncia v psamitických sedimentech je v souladu s vyšším podílem živců v převážně drobových sedimentech kulmské formace.

Literatura

- Dvořák J. et al. (1977): Relations entre la sedimentation éodevomocarbonifère et la tectonique en Europe centrale et occidentale. - In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. intern. CNRS, 243, 241-243. Rennes.
- Garrels R.M., Mackenzie F.T. (1971): Evolution of sedimentary rocks. - Norton. New York.
- Kukul Z. (1985): Vývoj sedimentů Českého masivu. - Knihovna Ústí. Úst. geol., 61. Praha.
- Kumpera O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. - Knihovna Ústí. Úst. geol., 59. Praha.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985): The continental crust: Its composition and evolution. - Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- Wedepohl K.H. (1960): Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. Ein Beitrag zur Deutung der geochemischen Sonderstellung von pelagischen Tonen. - Geochim. cosmochim. Acta, 18, 200-231. London.

STYK BRNĚNSKÉHO MASIVU A DEVONU MORAVSKÉHO KRASU A JEHO TEKTONICKÝ VÝZNAM

The tectonic significance of the contact between the Brno Massif and Devonian rocks of the Moravian Karst

(24-23, Protivanov)

Ladislav Slavík, Rostislav Melichar

Katedra geologie a paleontologie, PřF MÚ, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Brno Massif, Moravian Karst, small-scale tectonics

Abstract:

Narrow belts of Devonian limestones incorporated into granodiorites of the Brno Massif were selected for the additional tectonic research. Strong plastic deformation of limestones, sandstones and granodiorites, flat epizonal foliation, considerable lineation, asymmetric small-scale isoclinal folds and other asymmetric structures were recognized. These very first results seems to be in association with a Variscan thrust fault system.

Problematikou styku brněnského masivu a devonu Moravského krasu se v minulosti zabývala celá řada autorů. Během historie bádání vzniklo několik odlišných nebo až protichůdných teorií, které se pokoušely objasnit charakter tohoto styku.

Jednu z prvních ucelených koncepcí stavby Moravského krasu včetně styku s brněnským masivem doplněnou vlastní geologickou mapou v měřítku 1:25000 publikoval v roce 1922 tehdy devatenáctiletý K. Zapletal. Charakter tektoniky Moravského krasu, který navrhl, lze označit jako mediotypní. Vznik přímých vrás v sedimentech Moravského krasu si vysvětloval dvojím vrásněním. Podélné vrásky považoval za starší než vrásky příčné. Takto zvrásněný komplex byl následně porušen radiálními zlomy směru SSV-JJZ až S-J. Vzniklá kerná stavba podmínila tektonické opakování granitoidů brněnského masivu a devonských dedimentů (Zapletal 1922).

Zcela jinou koncepci přinesl Kettner po svých výzkumech v 30. letech. Nalezené ležaté vrásky (např. Hřebenáč) a uvažovaná litostratigrafická inverze jej vedly k vyslovení názoru o alpinotypní stavbě Moravského krasu a přilehlého brněnského masivu. Podle Kettnera (1935, 1949a, 1949b, 1966) byl sedimentární obal brněnské vyvřeliny shrnut do několika ležatých k východu se mírně ponožujících vrás. Překocená ramena těchto megavrás byla většinou vyválcována a zredukována, takže vrásky získaly charakter malých vrásových příkrovů. Při vrásnění byly vyvlečeny i části brněnské vyvřeliny, které se tak tektonicky střídají s devonskými sedimenty.

Návrat k Zapletalově koncepci znamenaly práce Dvořáka a dalších od konce 50. let do konce 80. let (Dvořák 1957, Dvořák, Pták 1963, Dvořák, Friáková, Mitrenga, Rejl 1984, Dvořák et al. 1987). Dvořák zcela zamítl možnost alpinotypní stavby Moravského krasu. Ležaté vrásky vysvětlil synsedimentárními skluzy neuzpevněných sedimentů. To však bylo v nesouladu s poznatkem Štelcila (1957) o možnosti petrotektonické rozvinutelnosti vrás v jižní části Moravského krasu. Štelcil tak jasně prokázal vznik přednostní orientace kalcitu před vznikem těchto vrás.

Blížkost různých faciálních a hloubkových vývojų vysvětlil synsedimentární tektonikou na radiálních zlomech a různými vertikálními pohyby větších i drobných ker (např. Dvořák, Friáková, Mitrenga, Rejl 1984, Dvořák et al. 1987). V poslední době však bylo navrženo příkrovové řešení tohoto problému (Hladil et al. 1991, Schullmann et al. 1991). Otázka stavby brněnského masivu a přilehlého paleozoika se tak v současnosti dostala do středu pozornosti geologie Českého masivu v oblasti na východ od boskovické brázd.

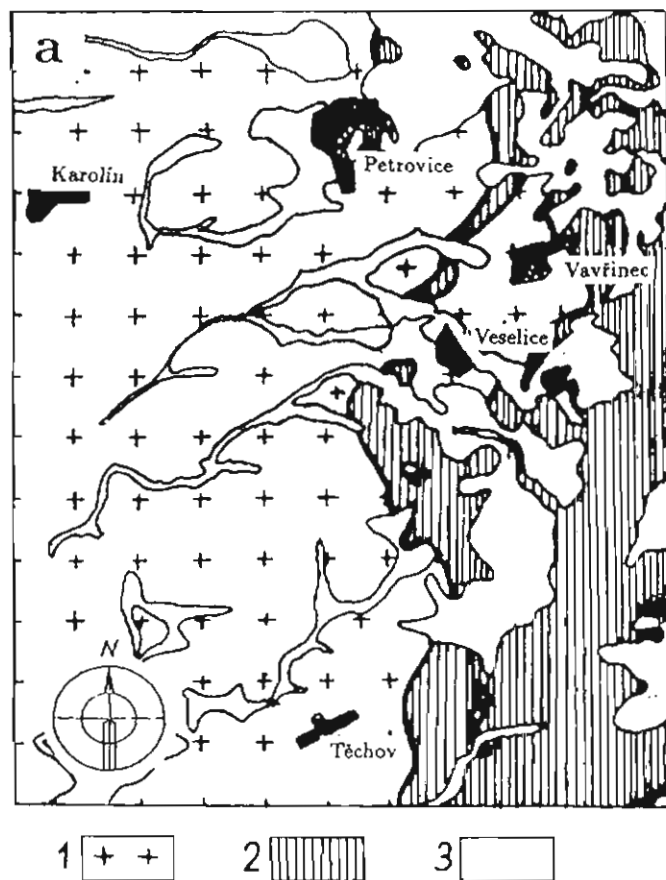
Z hlediska řešení daného problému má velký význam studium styku brněnského masivu a hornin Moravského krasu. Velmi zajímavým se ukázal úzký výběžek devonských hornin do granitoidů brněnského masivu mezi Vavřincem a Petrovicemi. Jedná se 1,5 km dlouhý a několik desítek metrů široký pruh vápenců (v nejužším místě jen 10 m) z obou stran obklopený mylonitizovanými granodiority. Světle šedé vápence výběžku mají charakteristickou páskovanou texturu. Toto jemné páskování nelze považovat za sedimentární laminaci, ale odpovídá deformační foliaci vzniklé plastickým tokem, jak o tom svědčí drobné sevřené až izoklinální vrásky s osními plochami subparalelními s touto foliací. Foliace ve vápencích má směr paralelní s průběhem výběžku SV-JZ s úklonem 30-50 stupňů k SZ. Podle intenzit zbarvení konodontů odhadla Krejčí (1991) teplotu metamorfózy devonských vápenců na 300 stupňů. Plastická deformace vápenců za zvýšených teplotních podmínek je tak v souladu s variskou metamorfózou hornin brněnského masivu ve facii zelených břidlic (Hanžl, Melichar 1995).

Výběžek devonu u Vavřince ve své mapě vyznačil již Zapletal (1922), který jej považoval za důkaz přesmyku brněnského masivu přes devon od Petrovic na jih. Kettner (1935, 1949a, obr. 1a) si tento výběžek představoval jako ostrou hluboce zavrásněnou synklinálu překocenou k východu a přirovnal ji k synklinále u Trangošky v Nízkých Tatrách (Kettner 1966).

V aeromagnetické mapě brněnského masivu (Hrouda 1973, Obr. 1b) se tento pruh devonu zápornou

anomálií, která však směřně pokračuje dále k JZ až do okolí Blanska. Pozitivní magnetické anomálie v brněnském jsou dány přítomností magnetitu v granodioritech. V deformovaných zónách však došlo

Sedimentární charakter mylonitů jsme v takovém případě prokazovali nálezy vápencových klastů. Šupina u Adamova je výjimečná i dobrou vertikální odkrytostí (prokázaný výškový rozsah 40 m při prakticky



Obr. 1a.: Schéma styku severní části Moravského krasu a brněnského masivu: - geologická mapa (podle Kettnera 1949b, zjednodušeno) Vysvětlivky: 1 - brněnský masiv, 2 - devon, 3 - kvartér

k martitizaci magnetitu, snížení magnetické susceptibility a tím i ke vzniku záporných magnetických anomálií (Hrouda 1973). Zápornou anomálii tak lze interpretovat jako pokračování důležitého mylonitového pásma, které podmiňuje tektonické střídání granodioritů a devonských sedimentů.

Obdobnou tektonickou šupinu východně od Adamova popsal Kettner (1949b). Tato šupina dosahuje mocnosti jen kolem 10 m při délce srovnatelné se šupinou z okolí Vavřince. Odlišná je i litologická náplň. V šupině od Adamova převažují devonská převážně polymiktní klastika (arkózy až drobnozrné slepence). Tato litologie podstatně ztěžuje rozpoznání průběhu devonských hornin uvnitř granodioritů, neboť s rostoucí deformací dochází ke vzhledové konvergenci obou původně odlišných hornin.

Literatura

Burkhardt R. (1949): Vápencový ostrůvek u Adamova. - Čs. Kras, 2, 235-239, Brno.

Dvořák J. (1957): Nové poznatky o geologii devonu severní části Moravského Krasu. - Věst. Ústř. Úst. geol., 32, 353-356. Praha.



Obr. 1b.: Schéma styku severní části moravského krasu a brněnského masivu: - aeromagnetická mapa (převzata podle Hroudy 1973). Vysvětlivky: plné linie-kladné anomálie, čárkované linie a vytečkované oblasti-záporné anomálie.

neměnné mocnosti). V nejvyšších partiích se objevují i vápence (Burkhardt 1949).

Kontakt brněnského masivu a Moravského krasu je charakterizován přítomností litologicky kontrastních komplexů (granodiority, klastika, vápence) a lze zde tedy pomocí detailního geologického mapování snáze rozpoznat případnou šupinovou stavbu. Již dříve zjištěné dva výběžky devonských hornin do brněnského masivu a nově pozorované velké deformace plastického toku slabě metamorfovaných devonských vápenců, asymetrické struktury ve všech typech hornin (vrásky, porfyroklastové systémy, S-C stavby) a charakter mylonitizace granitoidů jsou prvními indikátory variské alpinotypní stavby brněnského masivu a hornin Moravského krasu. Další výzkum bude pokračovat detailním zpracováním geometrie, drobné tektoniky a kinematiky na vybraných lokalitách.

- Dvořák J.- Pták J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. - Sbor. geol. Věd., Geol., 3, 49-84. Praha.
- Dvořák J.- Friáková O.- Mitréng P.- Rejl L. (1984): Vliv stavby východní části brněnského masivu na vývoj nadložních sedimentárních formací. - Věst. Ústř. Úst. geol., 59, 1, 21-28. Praha.
- Dvořák J. et al. (1987): Geology of the Paleozoic rocks in the vicinity of the Mokrá Cement Factory quarries (Moravian Karst). - Sbor. geol. Věd, Geol., 42, 41-88. Praha.
- Hanzl P. - Melichar P. (1995): Variské deformační zóny brněnského masivu. - Poruchové zóny v zemské kůře a jejich projevy nad povrchem. 26. - 27. 10. 1995. Referáty, 93-100. Silikátová společnost Praha.
- Hladil J. et al. (1991): Carbonate ramp environment of Kellwasser time interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia). - Bull. Soc. belg. Géol., 100, 1-2, 57-199. Bruxelles.
- Hrouda F.- Rejl L. (1973): Studium tektoniky v brněnském masivu na základě magnetických výzkumů. - Věst. Ústř. Úst. geol., 48, 1, 1-9. Praha.
- Kettner R. (1935): Zpráva o geologických výzkumech v okolí Sloupu na Moravě. - Čas. Vlasten. muz. Spol. (Olomouc), 18, 117-124. Olomouc.
- Kettner R. (1949a): O zavrásnění devonu Moravského krasu do brněnské vyvěřeliny mezi Adamovem a Josefovem. - Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 24, 99-100. Praha.
- Kettner R. (1949b): Geologická stavba severní části Moravského krasu. - Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, 59, 11. Praha.
- Kettner R. (1966): Jak se řešila tektonika Moravského krasu. - Čas. Mineral. Geol., 11, 1, 107-113. Praha.
- Krejčí Z. (1991): Konodontová společenstva svrchního devonu na Moravě. - MS, Český geologický ústav. Praha.
- Schullmann K. et al. (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. - Geol. Rdsch., 80, 73-92. Stuttgart.
- Štelcl J. (1957): K povaze vrás z moravského a slezského devonu (mikrostrukturní analýza). - Sbor. k osmdesátinám akad. F. Slavíka, 435-451. Praha.
- Zapletal K. (1922): Geotektonická stavba Moravského krasu. - Čas. Mor. zem. Mus., 20, 220-256. Brno.

RYBÍ FAUNA SVRCHNÍHO DEVONU A SPODNÍHO KARBONU NA MORAVĚ

Upper Devonian and Lower Carboniferous fish fauna in Moravia

(24-41, Vyškov)

Simona Smutná

Katedra geologie a paleontologie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: *ichthyoliths, conodonts, teeth, Chondrichthyes, Elasmobranchii, Osteichthyes*

Studium rybí fauny navazuje na předešlé výzkumy v této oblasti (Smutná 1994). Zpracovaný materiál byl odebrán ze tří lokalit: Šumbera 1, Šumbera 3 a Lesní lom - profil 1 a 2, které se nacházejí severovýchodně od Brna (Lesní lom - 300 m JJV od křižovatky Vymítalka a 1500 m SV od Velké Klajdovky, Šumbera 1 - 1000 m JZ od Šumberovy skály a 1500 m SV od vysílače na Hádech, Šumbera 3 - 1700 m JZ od Šumberovy skály a 800 m SV od vysílače na Hádech). Na všech třech lokalitách jsou zastoupeny facie vilémovických vápenců (frasn) a vápenců hádsko-říčských (famen), které se laterálně zastupují s vápenci křtinskými (famen - tournai).

Při novém studiu ichtyolitů na lokalitě Šumbera 1 byly nalezeny zuby žralokovitých ryb druhů: *Protacrodus vetustus* Jaekel 1921 z konodontové zóny *Palmatolepis linguiformis* (frasn), *Protacrodus* sp. a blíže neurčená dermální destička z konodontové zóny

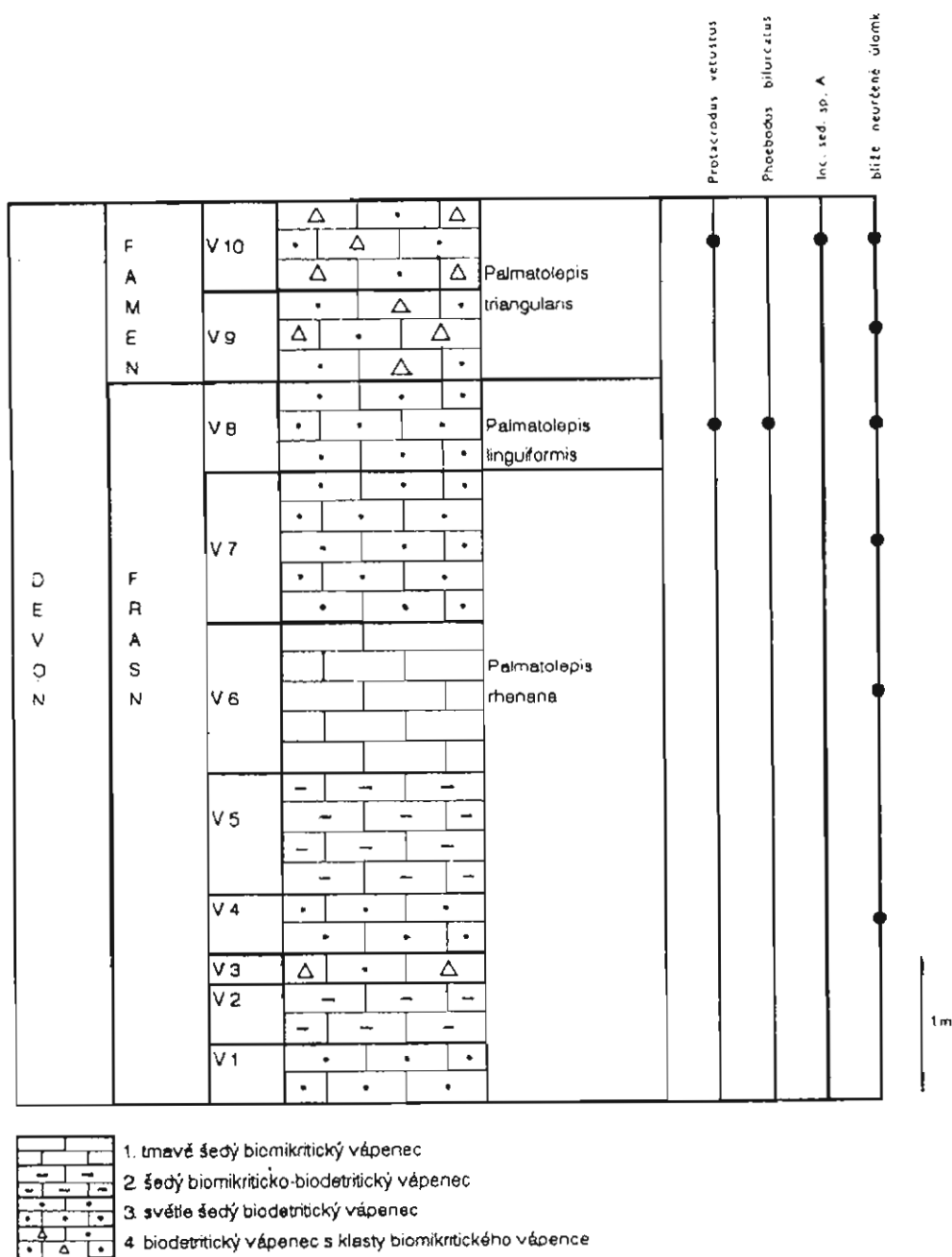
Palmatolepis triangularis (famen) - Tab. 1.

Lokalita Šumbera 3 byla druhově i kvantitativně bohatší. Byly zde určeny žraločí zuby druhů: *Phoebodus* sp., *Protacrodus* cf. *vetustus* Jaekel, 1921 a pravděpodobně ctenacanthoidní šupina z konodontové zóny *Palmatolepis triangularis* (famen) a zuby lalokoploutvé ryby *Strunius rolandi* (Gross, 1956) ze zón *Palmatolepis linguiformis* (frasn) - *Palmatolepis triangularis* (famen) - Tab. 2.

Poprvé v celosvětovém měřítku byly posány ichtyolity z konodontové zóny *Palmatolepis linguiformis* (nejvyšší frasn). Nálezy pocházejí z lokalit Šumbera 1 a Šumbera 3.

Na lokalitě Lesní lom byly vzorky odebrány ze dvou profilů: z hranice frasn/famen (profil 1) - Tab. 3 a famen/tournai (profil 2) - Tab. 4. V materiálu z profilu 1 byly popsány zuby žralokovitých ryb druhů: *Stethacanthus*

sp. A, *Stethacanthus* sp. B, *Phoebodus* sp. A, *Strunius rolandi* (Gross, 1956) a pravděpodobně cladolepidní šupina. Věškeré nálezy pocházejí z konodontové zóny & Ivanov 1992), USA (Gross 1973, non vidi, fide Ginter & Ivanov 1992), Polska (Liszkowski & Racki 1993), (Ginter 1990), Austrálie (Turner 1982, 1983, non vidi, fide Ginter



Tab. 1: Stratigrafické rozšíření ichtyolitů na lokalitě Šumbera I.

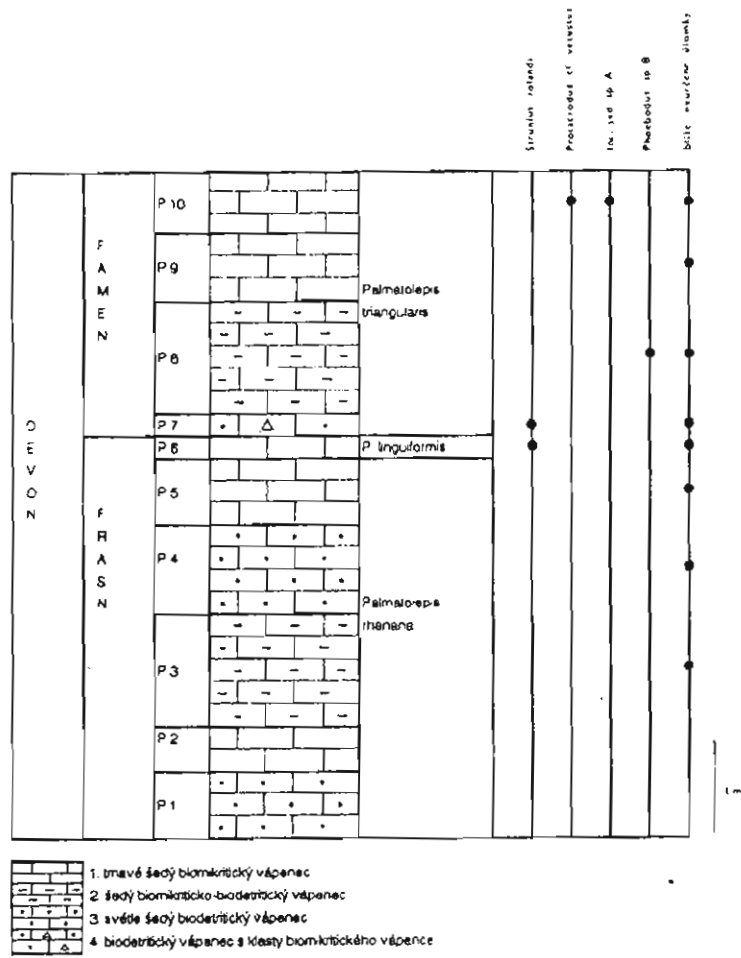
Palmatolepis rhenana (frasn).

Na lokalitě Lesní lom - profil 2 byla poprvé na evropském území popsána asociace žraločích zubů z hraničních vrstev devonu a karbonu. Jedná se o zuby žralokovitých ryb těchto druhů: *Trinacodus ferox* (Turner 1982), *Phoebodus fastigatus* Ginter & Ivanov 1992, *Phoebodus* cf. *fastigatus* Ginter & Ivanov 1992 a *Stethacanthus* sp. A.

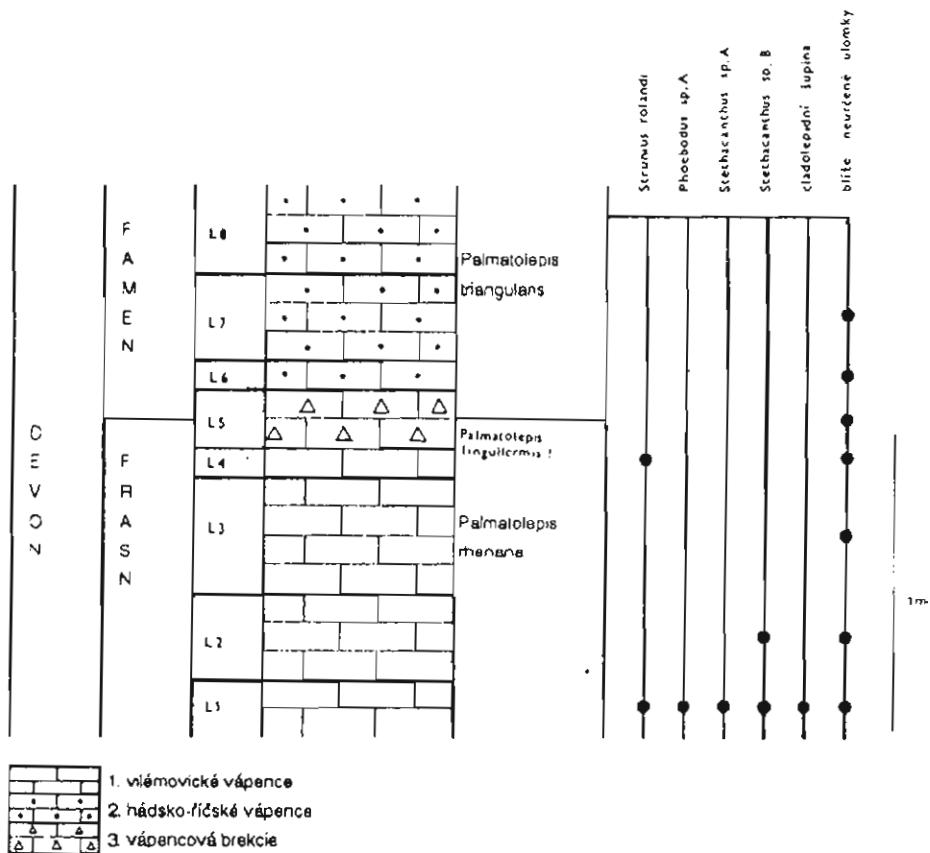
Byla provedena vzájemná korelace jednotlivých časově shodných profilů a též korelace se zahraničními výzkumy (tab. 5) z Uralu, Tímanu a Polska (Ginter

1990), Číny (Wang & Turner 1985), Thajska (Long 1990), Maroka (Derycke 1992), Německo, USA (Jaekel 1921, non vidi, fide Zangerl 1981). Německo (Gross 1938, non vidi, fide Ginter 1991). Lotyšsko (Jessen 1966) a s Ginterovými nálezy (in Hladil et al. 1991) na Hádech.

Pro korelaci byla použita konodontová zonace, kterou na lokalitách Šumbera 1 a 3 zpracovala Streitová (1994), na lokalitě Lesní lom Kalvoda & Kukul (1987) a Hladil et al (1991). Z hlediska celosvětového vymírání na hranici frasn/famen, které postihlo celou řadu skupin (McGhee 1989), nelze u Chondrichthyes a Osteichthyes



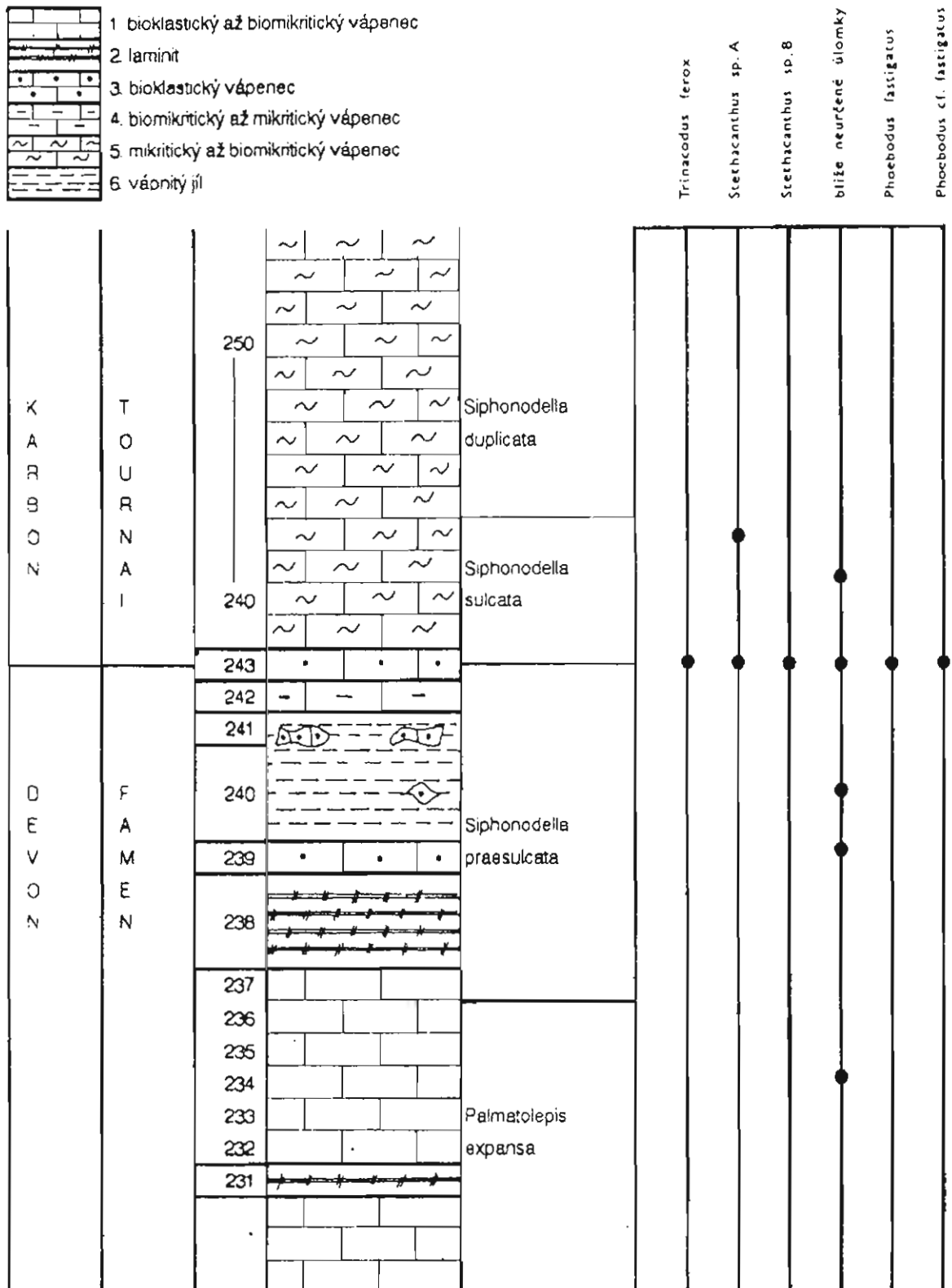
Tab.2: Stratigrafické rozšíření ichtyolitů na lokalitě Šumbera 3.



Tab.3: Stratigrafické rozšíření ichtyolitů na lokalitě Lesní lom - profil 1.

pozorovat výrazné rozdíly v druhovém i rodovém zastoupení. Je možné, že tyto skupiny nebyly vymíráním postíženy, nelze to však zcela dokázat, neboť četnost nálezů

je velmi nízká. Z tohoto důvodu nebylo možné provést žádné paleoekologické nebo statistické studie, které by přispěly k rozřešení této otázky.



Tab.4: Stratigrafické rozšíření ichtyolitů na lokalitě Lesní lom - profil.

(P. = *Palmatolepis*, S. = *Siphonodella*)

DRUH	AUTOR	LOKALITA	STÁŘÍ (konodontová zóna)
<i>Phoebodus bifurcatus</i>	Ginter 1991 (in Hladil et al.)	Morava	<i>P. gigas</i>
	Ginter & Ivanov 1992	Urai	<i>P. gigas</i> -? <i>P. linguiformis</i>
		Timan	<i>P. gigas</i>
	tato práce	Polsko	<i>P. gigas</i> -? <i>P. linguiformis</i>
tato práce	Morava	<i>P. linguiformis</i>	
<i>Phoebodus fastigatus</i>	Gross 1973	Indiana	střední devon
	Ginter & Ivanov 1992	Kuzněcká pánev	střední givet
	tato práce	Morava	sp. <i>S. sulcata</i>
<i>Phoebodus cf. fastigatus</i>	tato práce	Morava	sp. <i>S. sulcata</i>
<i>Phoebodus sp. A</i>	tato práce	Morava	<i>P. rhenana</i>
<i>Phoebodus sp. B</i>	Liszkowski & Rackl 1993	Polsko	stř. givet - stř. frasn
	tato práce	Morava	<i>P. triangularis</i>
<i>Trinacodus ferox</i>	Turner 1982	Austrálie	svrch. devon-sp. karbon
	Turner 1983	Austrálie	svrch. devon-sp. karbon
	Wang & Turner 1985	Čína	famen- sp. toumai
	Long 1990	Thajsko	famen - sp. toumai
	Ginter 1990	Polsko	famen - sp. toumai
	Derycke 1992	Maroko	<i>P. marginifera</i> - <i>P. costatus</i>
	tato práce	Morava	<i>S. sulcata</i>
<i>Protacrodus vetustus</i>	Jackel 1921	Německo, USA	stř. -svrch. devon
	Gross 1938	Německo	svrchní devon
	tato práce	Morava	<i>P. linguiformis</i> - <i>P. triangularis</i>
<i>Protacrodus vetustus</i>	Ginter 1991 (in Hladil et al.)	Morava	<i>P. rhenana</i>
	tato práce	Morava	<i>P. triangularis</i>
<i>Protacrodus sp.</i>	tato práce	Morava	<i>P. triangularis</i>
<i>Stethacanthus sp. A</i>	Ginter 1991 (in Hladil et al.)	Morava	<i>P. triangularis</i>
	tato práce	Morava	<i>P. rhenana</i> , <i>S. sulcata</i>
<i>Stethacanthus sp. B</i>	Derycke 1992	Maroko	<i>P. rhomboidea</i> - <i>P. marginifera</i>
	tato práce	Morava	<i>P. rhenana</i>
<i>Strunius rolandi</i>	Gross 1956	Německo	svrchní devon
	Jessen 1966	Lotyšsko	svrchní devon
	Ginter 1991 (in Hladil et al.)	Morava	<i>P. rhenana</i>
	tato práce	Morava	<i>P. rhenana</i> - <i>P. triangularis</i>
inc., sed. sp. A	Ginter 1991 (in Hladil et al.)	Morava	<i>P. rhenana</i> - <i>P. triangularis</i>
	tato práce	Morava	<i>P. triangularis</i>

Tab.5: Srovnání stratigrafického rozšíření popsaných druhů ryb.

Literatura:

- Derycke, C. (1992): Microrestes de Sélaciens et autres Vêrtébrés du Dénonien supérieur du Maroc.- Bull. Mus. natl. Hist. nat. 4 (14), 15 - 61.
- Ginter, M. (1990): Late Famennian shark teeth from the Holy Cross Mts, Central Poland.- Acta Geol. pol. 40 (1-2), 69 - 81.
- Ginter, M. (1991): Ichthyoliths and fish fauna. - In: Hladil et al.: Carbonate ramp environment and biostratigraphy of Kellwasser time- interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia).- Bull. Soc. Géol. belg., 100, 1 - 2, 57 - 119.

- Ginter M., Ivanov A., (1992): Devonian phoebodont shark teeth.- Acta Palaeont. pol., 37, 1, 55-75.
- Gross W., (1956): Über Crossopterygier und Dipnoer aus dem baltischen Oberdevon im Zusammenhang einer vergleichenden Untersuchung des Porenkanalsystem palaeonischer Agnathen und Fische.- Stockholm, Kungl.Sv. Vet. Akad. Handl., ser.4,5,6.
- Hladil J., Krejčí Z., Kalvoda J., Ginter M., Galle A., Berousck P. (1991): Carbonate ramp environment and biostratigraphy of Kellwasser time-interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia).- Bull. Soc. Géol. belg., 100, 1-2, 57-119
- Jessen H., (1966): Die Crossopterygier des Oberen Plattenkalkes (Devon) der Bergisch-Gladbach-Paffrather Malde (Rheinisches Schiefergebirge) unter Berücksichtigung von amerikanischem und europäischen Onychodus-Material.- Arkiv for Zoologi 18, 14, 305-389.
- Kalvoda, J. & Kukul, Z. (1987): Devonian/Carboniferous boundary in the Moravian Karst at Lesní lom Quarry, Brno - Líšeň. Czechoslovakia. Cour. Porsch. - Inst: Seckenberg, 98, 95 - 117.
- Liszkowski, J. & Racki, G. (1993): Ichthyoliths and deepening events in the Devonian carbonate platform of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeont. pol., 37, (2 - 4), 407 - 427.
- Long J. A., (1990): Late Devonian chondrichthyans and other microvertebrate remains from Northern Thailand. - Journal of Vert. Paleont., 10, 59 - 71.
- McGhee, G.R. (1989): The Frasnian - Famennian extinction event.- In: Stephen K. Donovan: Mass extinction. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 133 - 151.
- Smutná, S. (1994): Rybí fauna svrchního devonu na Moravě. - Geol. výzk. na Mor. a ve Slez. v roce 1993, 64, Brno
- Streitová, M. (1994): Hranice frasnú a famenu mezi Hády a Šumberovou skálou v jižní části Moravského krasu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 65-66. Brno.
- Wang, S.-T. & Turner S., (1985): Vertebrate microfossils of the Devonian - Carboniferous boundary, Muhua section, Guizhou Province.- Vert. Palaasiatica, 23, 224 - 234.
- Zangerl, R. (1981): Chondrichthyes I. Paleozoic Elasmobranchii. -In: Handbook of Paleichthyology, Fisher Verlag, Stuttgart, New York. 3A, 1 - 115.

MIKROFACIÁLNÍ SROVNÁNÍ VÁPENCOVÝCH VALOUNŮ Z NĚKTERÝCH LOKALIT KULMU DRAHANSKÉ VRCHOVINY

Microfacial comparison of limestone pebbles from some localities
of the Drahany Upland Culm

Petr Špaček, Jiří Kalvoda

Katedra geologie a paleontologie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: limestone pebbles, microfacies, Culm conglomerates, Protivanov Formation, Myslejovice Formation

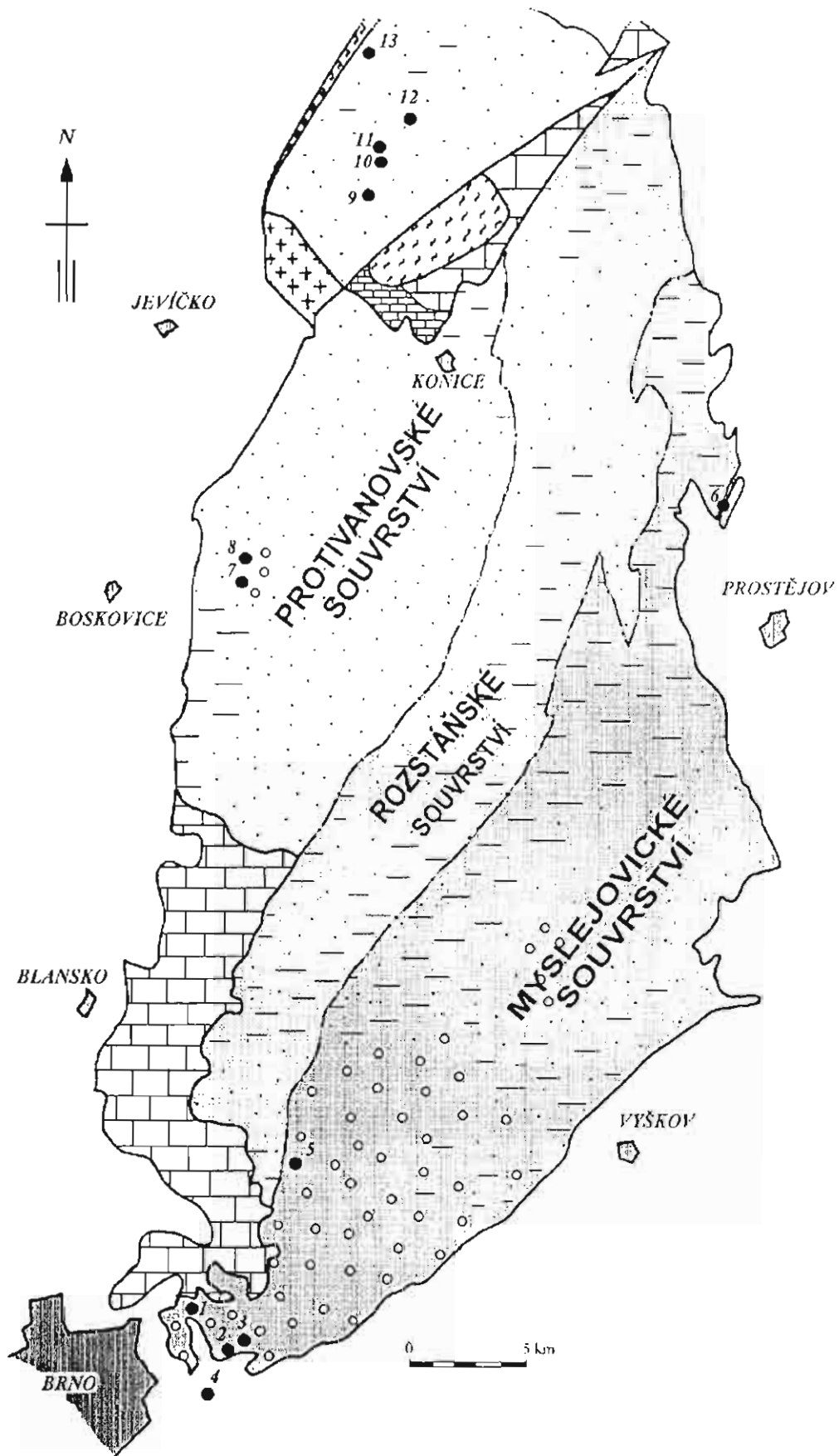
Abstract

The Protivanov Formation contains predominately limestone pebbles of the Famennian and Tournaisian age characterized by frequent occurrence of microfacies with radiolarians, respectively with mixture of planktonic and benthic organisms, by the presence of abundant non-skeletal grains as well as angular splinters of volcanic quartz. The association shows some affinity to the Jesenec Limestones of the Drahany Development or to the limestones recently described in the vicinity of Boskovice. The Myslejovice Formation contains frequently limestone pebbles of the middle to upper Viséan (V2b-V3a) age with rich benthic fauna. They were deposited in the photic zone of the shelf situated most probably in the western direction from the depositional basin of the Myslejovice Formation.

Valouny vápenců jsou uváděny ze všech tří souvrství drahanského kulmu. Maximum lokalit je odkryto v hrubozrnných slepencích myslejovického souvrství. V protivanovském souvrství bylo nejvíce vápencových valounů nalezeno v „bouzovském kulmu“ a na dvou lokalitách v okolí Kořence. Rozstáňské souvrství je převážně břidličné, konglomeráty se vyskytují jen ojediněle.

Dosud bylo mikrofaciálně zhodnoceno asi 100 výbrusů ze 13 lokalit myslejovického a protivanovského souvrství.

Protivanovské souvrství (lokality Hartinkov I, II, Okrouhlá, Kořenec, Vranová Lhota, Bouzov, Trpín) je charakterizováno převahou valounů svrchnofamenského a tournaiského stáří, hojně jsou mikrofacie s pelagickými organismy (radiolarie), popř. mikrofacií kde dochází k míšení mělkovodní benthické a pelagické složky. Některé mikrofacie s převahou neskeletálních zrn připomínají podobně jako předchozí mikrofacie jesenecké vápence pánevního (drahanského) vývoje, což by podporovala i přítomnost ostrohranných zrn vulkanického křemene. Obecně lze říci, že většina vápenců ve valounech v



Obr.1 Schematická mapa Dráňanské vrchoviny a bouzovského krumlo s vyznačenými lokalitami vápencových valounů: myslejovecké souvrství - 1-Bělkův Mlýn, 2-Mokrá, 3-Velatice, 4- Pindulka, 5-Březina, 6-vrt Čelechovice HJ-3a; protivanovské souvrství - 7-Okrouhlá, 8-Kořenec, 9-Trpín, 10-Hartinkov I, 11-Hartinkov II, 12-Bouzov, 13-Vranová Lhota.

protivanovském souvrství vznikala v hlubším prostředí kontinentálního svalu a popř. pod ním. Stáří valounů je od famenu až do středního visé.

Myslejovické souvrství (lokality Pindulka u Bedřichovic, Mokrý, Čelechovice HJ-3a, Velatice, Žárovice, Bělkův mlýn, Březina) obsahuje zejména valouny viséského stáří, z nichž nejmladší odpovídají vyšší části středního až spodní části svrchního visé (V2b-V3a). Jedná se o mělkovodní facie s bohatou faunou foraminifer, krinoidů, mechovek, měkkýšů, zelenými řasami - *Koninckopora*, *Moravaminidae* indet., červenými řasami a sinicemi. Přítomny jsou rovněž mikrofacie vápenců, indikujících hypersalinní intertidální prostředí. Pelagické facie s radiolariemi zatím nebyly zjištěny.

Na rozdíl od protivanovského souvrství

v myslejovickém souvrství byly zatím zjištěny pouze facie mělkovodních vápenců většinou sedimentujících ve fotické zóně.

Pro určení zdrojové oblasti vápencových valounů v protivanovském souvrství údaje zatím nejsou dostatečné. Některé mikrofacie naznačují možnou afinitu k faciím vápenců pánevního a přechodného vývoje, nelze však vyloučit i jiné zdroje, dnes např. zastoupené vápenci spodního karbonu v okolí Boskovic (Kalvoda et al. 1996). Vápence stáří V2b-V3a při západním okraji brunovistulika chybí, takže pro jejich zdrojovou oblast existují dvě alternativy. Pravděpodobnější zdrojovou oblastí se vzhledem k jejich mísení s valouny moldanubických hornin jeví okrajová pánev situovaná západně od depozičního prostoru myslejovického souvrství. Méně pravděpodobnou se zdá být alternativa transportu z východních okrajů pánve.

Literatura:

Kalvoda J., Melichar R., Choroš M., Malovaná A., Roupec P., Špaček P., (1996): Některé nové výsledky výzkumů spodnokarbonských sedimentů na Dražanské vrchovině. Geol. Výzk. Morav. Slez. v r. 1995, 100-102, Brno.

Katedra geologie a paleontologie PřF MU
Český geologický ústav, pobočka Brno
Česká geologická společnost, pobočka Brno

Vás zvou na pracovní seminář

MORAVSKOSLEZSKÉ PALEOZOIKUM 1997

konaný dne

5. (- 6.) února 1997 od 09.00 hod.

V posluchárně G2 Katedry geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, Brno

Cílem semináře je formou krátkých pracovních sdělení informovat o probíhajících výzkumech v oblasti moravskoslezského paleozoika, včetně jednotek, jejichž příslušnost k paleozoiku je zatím ve stádiu diskuse

podle počtu přihlášených příspěvků bude seminář jedno - nebo dvoudenní rovněž eventuální členění do sekcí bude provedeno dle struktury došlých příspěvků další informace budou v druhém cirkuláři

Názvy příspěvků, jejichž délka by neměla přesáhnout 15 minut, přihlaste do 15. listopadu 1996 na adresu:

Mgr. Miroslava Streitová
Katedra geologie a paleontologie
PřF MU Kotlářská 2
611 37 BRNO

Nepočítáme s vytištěním samostatného sborníku, k akci bude vytištěn pouze seznam abstraktů. Kompletní příspěvek může být publikován v časopise Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku.

další informace: RNDr. J. Otava, CSc., tel: 05/43321276 (l. 134), E-mail: otava@brno.cgu.cz

KRYSTALINIKUM ČESKÉHO MASÍVU

CRYSTALLINE ROCKS
OF THE BOHEMIAN MASSIF

AMFIBOLY Z XENOLITU METAGABRA (BYSTRC-BOSONOHY)

Metagabbro xenolithe amphiboles from Bystre-Bosonohy

(24-32, Brno)

Miroslava Gregerová

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: metagabbro, cummingtonit, actinolit, tremolit, exolution lamellae, analytical electron microscopy

Na podzim r. 1995 byla skončena ražba vodohospodářské štoly pod Holednou, Hobrténkami, Kohoutovicemi, s ústím v Bosonohách. Štola dosáhla délky 4 045 m a odkryla instruktivní profil metadority metabazitové zóny brněnského masívu, které proráží řada žil (metabazaly, lamprofyry, aplity a metaryolity) a v nichž jsou uzavřeny xenolity ultrabazických, ultramafických a mafických hornin (serpentinity, metahorblendity a metagabra). Objevují se zde i granitoidy.

Xenolity melanokratických metagaber vystupují při ústí vodohospodářské štoly v Bosonohách. S jejich prvními výskyty se setkáváme již v 3 150 m od ústí štoly v Bystrci (pod Holednou). Jsou uzavírány v metadoritech.

epidot ± klinozoisit (cca 8 %), antigorit, chlorit, magnetit, hematit, ilmenit, chalkopyrit a titanit.

Amfiboly dosahují v metagabrech značných velikostí (až 5 cm). na štěpných plochách jsou vysoce lesklé. Mikropetrografickým studiem bylo zjištěno, že jsou nehomogenní. Jsou „zonální“ (světle hnědý amfibol lemovaný zeleným nebo bezbarvým lemem), vykazují barevně odlišnou „skvrnitost“ (hnědá, zelená, bezbarvá), jsou „prošpikované“ jehlicemi aktinolitu. Mikrostruktury často tvarově připomínají mikropertlitické živce. Na řadě z nich je patrné paralelní lamelování. Obdobně nehomogenní amfiboly byly popisovány i z povrchových výchozů metagabroidních hornin vystupujících na kótě „Padělky“,

Vz. č.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO tot.	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	suma
1	56.578	0	.737	2.186	.18	21.432	.131	13.891	.904	96.349
4	49.702	.752	9.564	12.658	0	16.307	.096	10.254	0	99.339
5	47.22	1.087	10.31	12.32	.63	14.775	0	10.614	0	96.956
6	44.245	1.866	10.622	13.497	0	11.968	0	12.388	0	94.586
7	56.46	0	1.816	7.273	0	18.855	.647	14.038	0	99.089
8	58.03	0	0	3.495	0	20.736	0	15.147	0	97.408
9	57.045	0	.986	5.267	.066	18.034	0	14.628	0	96.025
10	50.232	.462	3.275	3.868	0	14.286	.627	24.076	0	96.826
11	53.588	0	1.058	2.339	0	20.636	0	16.759	0	94.38
12	57	0	.797	3.58	0	20.627	0	13.932	0	95.936
13	56.578	0	.737	2.186	0	21.432	.131	13.891	.904	95.859
14	51.284	0	3.348	3.945	0	14.713	0	24.576	.653	98.519
15	45.824	1.691	11.26	13.773	.69	12.473	.5	12.2	0	98.411
16	44.056	2.022	11.521	12.401	.086	12.899	.192	11.852	0	95.029
17	44.245	1.969	11.399	11.886	.056	12.903	.193	11.582	0	94.233
18	50.591	0	8.799	9.961	0	17.415	.859	8.591	0	96.216
19	58.038	0	0	3.616	0	20.32	0	14.818	0	96.792
20	57.551	0	0	1.699	0	21.133	0	12.871	0	93.254
21	52.954	0	0	8.573	0	19.563	.653	15.427	0	97.17
22	52.962	0	.671	7.362	0	20.825	0	13.908	0	95.728
23	52.581	0	.522	12.39	0	20.782	0	8.731	0	95.006
24	57.398	0	.655	2.215	0	21.286	0	14.046	0	95.6
25	53.19	0	.95	15.132	0	26.033	0	2.66	0	97.501
26	56.324	0	8.735	11.51	0	21.1	0	1.12	0	98.789
27	53.96	0	6.24	11.925	0	24.254	0	1.2	0	97.578
28	54.92	0	.58	17.21	0	25.794	.12	.47	0	99.792
29	58.494	0	.946	11.23	0	25.676	0	.23	0	96.576
30	59.464	0	0	11.214	0	26.571	.123	.357	.235	97.964
31	54.14	0	2.12	12.64	0	24.07	.52	1.35	0	94.84
32	54.399	0	.9077	12.45	0	25.36	.12	.985	0	94.22
33	56.935	0	.633	11.425	.021	26.903	.52	1.23	0	97.667

Tab. 1 Výsledky mikroanalytických rozborů lamelovaných a nehomogenních amfibolů z xenolitů metagabra.

Makroskopicky mají černou barvu, jsou velkozrnné až drobně zrnité.

Mikroskopickým studiem bylo prokázáno, že jejich minerální asociaci tvoří saussuritizované plagioklasy (velmi proměnlivého složení An₂₀₋₅₈), amfiboly (78-85 %),

Hobrténky a v xenolitu metagabra na Dubské skále.

Amfiboly patří mezi typomorfní femické horninotvorné minerály horninové asociace brněnského masívu a centrální metabazitové zóny především. Setkáváme se s nimi v horninách ultrabazických,

analýza	#Si ^{IV}	#Al ^{IV}	T site	#Al ^{VI}	#Fe ³⁺	#Cr	#Mg C	C-site	
18	7.215967	.7840328	8	.6951107	.192	0,096	3.702997	5	
23	7.71366	0,009	7.803916	0	0	0	4.544933	5	
25	7.534311	.1585962	7.692908	0	0	0	5	5	
26	7.603713	.3962874	8	.9935077	0	0	4.006489	5	
27	7.459901	.5400987	8	.4766214	0	0	4.523378	5	
28	7.685489	0,009	7.781149	0	0	0,013	4.986723	5	
29	8.076606	0	8.076606	.1539446	0	0	4.846051	5	
30	8.108405	0	8.108405	0	0	0,013	4.98674	5	
31	7.756239	.2437606	8	.1141912	0	0,058	4.826907	5	
32	7.828768	.1539574	7.982725	0	0	0,013	4.986346	5	
33	7.860082	.1029929	7.963075	0	0	0,056	4.943242	5	
analýza	#Mg B	#Fe B	#Ca B	B site	#Ca A	A site	#O	#OH	#mg_HB
18	0	.6831526	1,31	1.996025	0	0	22	2	.7570779
23	0	1.064983	0,93	2	.4372967	.4372967	22	2	.7493728
25	.497261	1.792527	0	2.289788	.4036945	.4036945	22	2	.7541044
26	.2399325	1.299459	0,16	1.701389	0	0	22	2	.7656893
27	.475275	1.378718	0,14	2	0,0317	0,0317	22	2	.7838109
28	.3943419	2.014084	0	2.408426	0,07	0,07	22	2	.727648
29	.4390526	1.296737	0,032	1.769815	0	0	22	2	.8029826
30	.4145536	1.278786	0,052	1.807625	0	0	22	2	.8085672
31	.3137374	1.514382	0,17	2	0,035	0,035	22	2	.7724454
32	.454423	1.4984	0,042	2	0,104	0,104	22	2	.7840663
33	.5935345	.319046	0,084	2	0,096	0,096	22	2	.807602

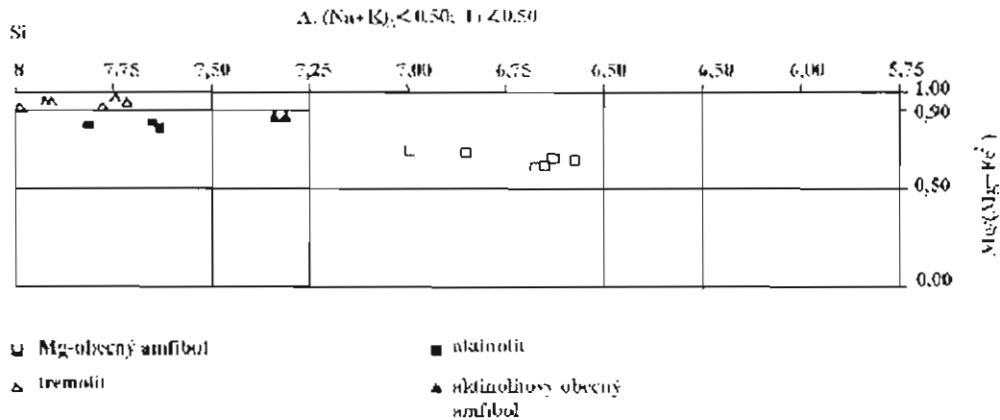
Tab. 2 Krystalochemické složení cummingtonitu.

vz.č.	#Si ^{IV}	#Al ^{IV}	T site	#Al ^{VI}	#Ti	#Mg C	#Fe C	#Ca C	C- site	(Ca+Na) B	(Na+K) A	#mg_HB	#Si_L	#mg_LA	Mineral
1	7.91	0,089	8	0,03	0	4.467123	.2556012	.2095273	5	2	.17	9458784	1.089494	1.945879	tremolit
1079	6.99	1.01	8	.58		3.421023	.9081242	0	5	1.418443	0	.6966461	2.005652	1.696646	Mg- ob.amf
5	6.85	1.14	8	.61	.118	3.195475	1.072536	0	5	.500382	0	.681307	2.149449	.681307	Mg- ob.amf
6	6.67	1.32	8	.56	.211	2.691262	1.534636	0	5	1.832011	0	.6125014	2.325941	1.612501	Mg- ob.amf
7	7.81	.18	8	.11	0	3.891506	.8420779	.0825783	5	1.999732	0	.8221056	1.183299	1.822106	aktinolit
8	8.03	0	8.03	0	0	4.279854	.4046677	.315478	5	1.931401	0	.913616	.9657001	1.913616	tremolit
9	8.05	0	8.05	.16	0	3.796982	.6220934	.4089033	5	1.804602	0	.8592255	.9433317	1.859226	aktinolit
10	7.31	.56	7.93	0	0	3.099822	.4708256	1.357198	5	2	0	.86814	1.688643	1.86814	aktin.amf
11	7.71	.179	7.896	0	0	4.429941	.2816762	.2883826	5	2	0	.9402167	1.283302	1.940217	tremolit
12	7.99	0,01	8	.12	0	4.310398	.4196737	1.482441	5	1.944151	0	.9112754	1.009985	1.911275	tremolit
13	7.92	0,01	8	.05	0	4.476653	.2561465	.2036028	5	2	.13	.9458784	1.072618	1.945879	tremolit
14	7.34	.56	7.90	0	0	3.139539	.4722309	1.38823	5	2	.18	.8692522	1.659291	1.869252	aktin.amf
15	6.65	1.34	8	.57	.184	2.698931	1.481606	0	5	1.724932	0	.6174948	2.348719	1.617495	Mg- ob.amf
16	6.57	1.42	8	.60	.226	2.869685	1.279701	0	5	1.721149	0	.649637	2.425318	1.649637	Mg- ob.amf
17	6.63	1.36	8	.64	.221	2.882839	1.227817	0	5	1.73096	0	.6592982	2.368904	1.659298	Mg- ob.amf
19	8.07	0	8.07	0	0	4.215702	.4208446	.3634534	5	1.846	0	.9092332	.9230003	1.909233	tremolit
20	8.18	0	8.18	0	0	4.47788	.2019539	.3201656	5	1.63991	0	.9568459	.8199549	1.956846	tremolit
21	7.63	0	7.63	0	0	4.204266	.7213063	0	5	1.687748	0	.8026741	1.366127	1.802674	aktinolit
22	7.65	.11	7.76	0	0	4.484787	.5152125	0	5	1.625811	0	.8345049	1.249097	1.834505	aktinolit
24	8.02	0	8.02	.107	0	4.434379	.258857	1.988876	5	1.904118	0	.9448447	.9790287	1.944845	tremolit

Tab. 3 Krystalochemické složení Mg-obecných amfibolů, tremolitu, aktinolitu a aktinolitového obecného amfibolu.

v metagabrech, metadioritech i v dioritových porfyritech. Byla jim však věnována malá pozornost. Plachý (1978) studoval optické a chemické složení amfibolů z metadioritů, Gregerová (1982) opticky charakterizovala

Asociace Ca chudých a Ca bohatých amfibolů jsou popisovány z glaukofanových a zelených břidlic, amfibolitů a ckgolitů. Jejich mikrostrukturními vztahy se zabývala celá řada autorů a jsou známy z mikro-analytických



Obr. 1 Klasifikační diagram Leaka (1978).

obecné amfiboly, aktinolity a tremolity v ultrabazických horninách.

Chemické složení amfibolů z velkozrnného melanokratinního metagabra, vystupujícího ve štole Bystre-Bosonohy, bylo studováno pomocí velkoplošných leštěných výbrusů na elektronovém rastrovacím mikroskopu CAM SCAN v kombinaci s EDAX. Výsledky studia jsou uvedeny v Tab. 1, 2 a 3.

Přepočtem chemických analýz na krystal-chemické vzorce bylo zjištěno, že tyto velmi dobře koreluji s Ca-bohatým cummingtonitem (tab. 2), Mg-obecným amfibolem, aktinolitem a tremolitem (Tab. 3), ve dvou případech aktinolitovému obecnému amfibolu (Tab. 3). I přesto, že

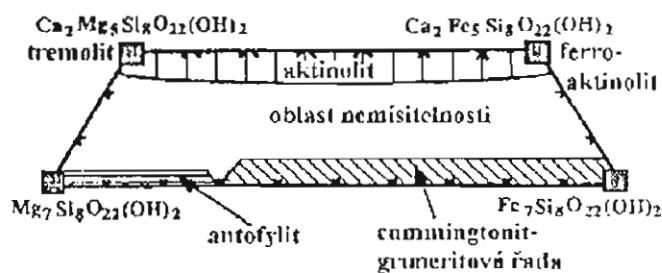
studii Kleina (1968), Stouta (1972), Speara (1977, 1982). Spear (1977, 1982) analyzoval fázové vztahy a experimentálně modeloval mikrostrukturní variace amfibolových asociací v amfibolitech. Cameron (1975) publikoval výsledky experimentálního studia mezi cummingtonitem a aktinolitem. Ewart (1971, 1975) popsal asociaci vyrostlic cummingtonitu + ortopyroxenu a cummingtonitu + obecného amfibolu + ortopyroxenu v ryolitech a vulkanických pumách vulkanické zóny Taupo na Novém Zélandě. Podobné asociace byly studovány d'Arcem (1981) a Pedersenem, Haldem (1982).

Mikrostruktury exsolučních lamel amfibolů jsou popisovány z modrých a zelených břidlic. Výsledky z posledních let prokazují jejich troj- až pěti-složkové složení: antofylit, gedrit, obecný amfibol, aktinolit a cummingtonit v proměnlivých kombinacích (Smelik, Věblen 1989).

Vznik exsolučních šlír, kapek a lamel odlišných amfibolových řad byly předmětem mnoha studií. Tyto vedly dobrému poznání vztahů „rozpuštění“ mezi vápenatými a ferrohorečnatými amfiboly (včetně ortoamfibolů). Kleinem (1966) byly popsány mikrostruktury odmišenin alkalických a ferrohorečnatých amfibolů. Vztahy mezi mísivostí vápenatých a alkalických amfibolů byly charakterizovány Smelikem, Věblenem (1989, 1992).

Bylo prokázáno (Robinson et al. 1982), že v mísivost složky aktinolitové, tremolitové a cummingtonitové není neomezená (viz Obr. 2).

Teorie vzniku cummingtonitu v gabroidních horninách jsou často protikladné. Shido (1958) předpokládá, že cummingtonit může vznikat přeměnou tschermakitového amfibolu. Jeho výskyt v pyroxen-amfibolových a amfibolových gabrech vztahuje



Obr. 2 Čtyřsložkový diagram amfibolů demonstrující vznik primárních lamel cummingtonitu a oblast izomorfních amfibolů, bohatých aktinolitovou složkou, která se rozprostírá ve svrchní části diagramu. Mezi nimi leží oblast jejich nemísitelnosti. Uvedené schéma podporuje teorii metastability mezi izomorfními směsmi na straně jedné vápenatých a na druhé straně ferrohorečnatých amfibolů. Přebytek vápníku pak vede ke vzniku sekundárních „odmíšených“ lamel aktinolitu.

cummingtonit, grunerit a kosočtverečný antofylit představují významnou skupinu Mg-Fe amfibolů, neexistuje pro ně klasifikační diagram. Analyzovaný Mg-obecný amfibol, tremolit, aktinolit a aktinolitový obecný amfibol jsou graficky zobrazeny v Obr. 1.

k rannému stadiu krystalizace. Opačné stanovisko pak zastává Stewart (in Klein 1968), který jeho vznik klade do pozdního stadia krystalizace gaber a noritů. V posledních letech, na základě řady experimentálních studií je častěji diskutován metamorfní původ exsolucí. I v případě

studovaného metagabra by vznik exsolučních lamel, šlír a kapkovitých amfibolů mohl souviset s celkovým metamorfním postižením hornin metadioritové subzóny, které odpovídá facií zelených břidlic. Problém si však vyžaduje delší detailnější studium.

Literatura:

- Cameron K. L. (1975): An experimental study of actinolite-cummingtonite phase relations with notes on the synthesis of Fe-rich antophyllite.- *Am. Mineral.* 60, 375-390.
- dArco Ph. et al (1981): Geothermometry and geobarometry of a cummingtonite-bearing dacite from Martinique, Lesser Antilles.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 177-184.
- Ewart A. (1971): Notes on the chemistry of ferromagnesian phenocrysts from selected volcanic rocks, central volcanic region. New Zealand.- *J. of Geol. and Geophys.* 14, 323-340.
- Ewart A. et al. (1975): Quaternary acid magma in New Zealand.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 51, 1-28.
- Gregerová M. (1982): Giperbazity zony metabazitov brněnského masívu.- *Scripta. Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun.* 13, 2, 65-78.
- Klein C. Jr. (1966): Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush iron formation, southwestern Labrador.- *J. Petrol.* 7, 246-305.
- Klein C. Jr. (1968): Coexisting amphiboles.- *J. Petrol.* 9, 281-330.
- Leake B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles.- *Am. Mineral.* 63, 1023-1053.
- Pedersen A. K., Hald (1982): A cummingtonite porphyric dacite with amphibole-rich xenoliths from the Tertiary central volcano at Krokksfjörður, N.W. Iceland.- *Lithos*, 15, 137-159.
- Plachý S. (1978): Amfiboly z hornin brněnského masívu.- MS, diplomová práce. Katedra mineralogie a petrografie PřF UJEP. Brno.
- Robinson P. et al. (1982): Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory.- *Rev. Mineral.* 9B, 1-227.
- Shido F. (1958): Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso.-in Deer et al. (1963): *Rocks-forming minerals.* Londýn.
- Smelik E. A., Veblen D. R. (1989): A five-amphibole assemblage from blueschists in northern Vermont.- *Am. Mineral.* 74, 960-964.
- Smelik E. A., Veblen D. R. (1992): Exsolution of Ca-amphibole from glaucophane and the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 178-195.
- Spear F. S. (1982): Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Vermont.- *J. of Petrol.* 23, 383-426.
- Stout J. H. (1972): Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway.- *J. of Petrol.* 13, 99-145.

K CHARAKTERU A GENEZI TEKTONICKÉHO STYKU LUGIKA A SILEZIKA

A contribution to the character and genesis of the tectonic contact zone between the Lugiicum and the Silesicum (Moravosilesian Region of the Bohemian Massif)

Radomír Grygar, Martin Vavro

Institut geologického inženýrství, VŠB-TU Ostrava, Tř. 17. listopadu, 708 33 Ostrava

Key words: Moravosilesian region, Lugiicum, Silesicum, Ramzová thrust, oblique collision, transtension

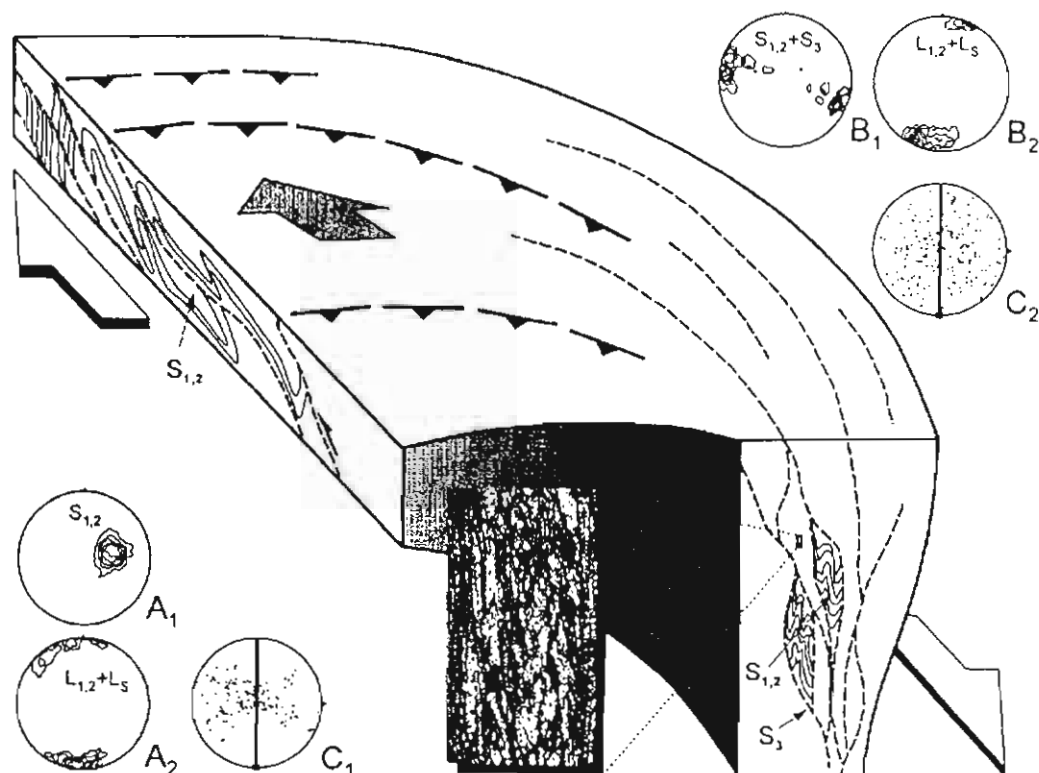
Otázky pozice a charakteru tektonické zóny na styku lugika a silezika jsou předmětem řady prací prakticky již 100 let (*Kretschmer 1897, Suess 1912, Bederke 1929, 1934, Skácel 1979, 1989* atd., přehled viz *Cymerman 1993*). Otázkou ramzovského nasunutí, jak byla (viz *Suess opus cit.*) a nejčastěji stále je tektonická linie označována, se nejaktuálněji zabýval *Cymerman (1993)*. Autor však již v úvodu dosavadní pojetí charakteru

ramzovského nasunutí rezolutně odmítá: „..., a ponieważ artykuł ten nie jest powiecia kryminaln odpowiem od razu. W Sudetach nie istnieje nasunicie ramzowskie.“

Náš článek vychází z vlastních terénních výzkumů v oblasti lugika a silezika a je příspěvkem k diskusi o strukturně-deformačním vývoji a postavení zóny tektonického styku lugika a silezika. Na rozdíl od *Cymermana (opus cit.)* nás výsledky strukturně

kinematických studií v celé moravsko-slezské oblasti a české části luga vedou k závěru, že deformačně kinematický vývoj nasunutí ramzovského, případně nasunutí nýznerovského (Skácel 1979, 1989) byl polyfázový a do té míry komplexní, že kategorická

genetické interpretace lze ztěžší vysvětlit kinematiku regionální deformace v kolizní zóně na styku luga a silezika. Orlicko-sněžnická jednotka, zčásti spolu se staroměstským pásmem je v tomto smyslu autonomní nejen vůči sileziku, ale i zábřežskému krystaliniku (Grygar 1992,



Obr. 1 Schematický model vztahů strukturálních systémů orlického a sněžnického křídla orlicko-sněžnické jednotky. Konturové diagramy: A_1 - póly planárních systémů orlického křídla, B_1 - totéž pro sněžnické křídlo; A_2 - lineární systémy orlického křídla, B_2 - totéž pro sněžnické křídlo. Diagramy C_1 a C_2 (řez v rovině XZ elipsoidu konečného přetvoření ze sněžnických ortorul ve směru lineace roztážení L_5) demonstrují ovlivnění vnitřních staveb sněžnického křídla superponovanou deformací D_3 , tak jak se odráží v přednostní orientaci c-os křemene (C_1 - výrazně konstriční výšeteplotní deformace křemene orlického křídla, C_2 - chaotický obraz deformace křemene v důsledku reorientace deformací D_3). Fotodetail zvětšený „mimo měřítko“ - odpovídá Obr. 2.

hodnocení na základě analýzy jeho závěrečné deformační fáze nevystihují plně podstatu vývoje a funkci této nesporně zásadní tektonické zóny.

Výraznou strukturální disharmonii planárních a zvláště pak lineárních strukturálních systémů jednotek podložních - silezických a nadložních - luga (staroměstské pásmo a sněžnická jednotka) zjistil již Franke (1973). Se zařazením zsz.-vsv. systému lineací, který je dominantní v sileziku do assyntské deformační etapy však samozřejmě nelze souhlasit, obdobně jako s celkovým modelem regionální deformace, který je plně poplatný v té době „oficiálním klenbovým modelům“ aplikovaným nejen v sileziku, ale krystaliniku Českého masívu všeobecně. Výrazná strukturální diskordance mezi jádrem a obalovou stroňskou a zábřežskou skupinou vedla dokonce Fajsta (1976) k vymezení nové, tzv. orlické diskordance, kterou časově zařadil mezi spodní a střední proterozoikum.

Zřetelná strukturální autonomie hlavních tektonických jednotek je základním faktem, bez jehož

Grygar, Vavro 1995), včetně souvrství maletínského a mohelnického, která jsou v rámci tohoto krystalinika řazena do paleozoika (Koverdynský, Konzalová 1986, Otava et al. 1994). Současně však má jednotka orlicko-sněžnická z hlediska strukturálně-tektonických poměrů výraznou strukturální afinitu k moldanubiku, zvláště však k poličskému krystaliniku. V literatuře často uváděnou zjednodušenou interpretaci přímého pokračování tzv. „moravsko-slezského lineamentu“ z jižní části moravsko-slezské oblasti (násuny moldanubika na moravikum) směrem k SSV do pásma ramzovských a nýznerovských násunů však komplikuje svým postavením strukturálně autonomní zábřežská jednotka (Grygar 1992, Grygar, Vavro opus cit.).

Vzájemný, prakticky kolmý strukturální vztah dominantních generací geneticky odlišných lineárních systémů (především lineací roztážení L_5) silezika a luga podél zóny tektonického styku má některé obecně platné rysy podrobně diskutované například v práci Ellise, Watkinsona (1987). Ve shodě s názory citovaných autorů se domníváme, že i v námi studované oblasti se jedná

o výsledek dvou, na sebe navazujících a podmiňujících se etap globálního deformačního vývoje variského orogénu za rozdílných deformačně-metamorfních podmínek v jednotce podložní (sileziku) a nadložní (lugikum).

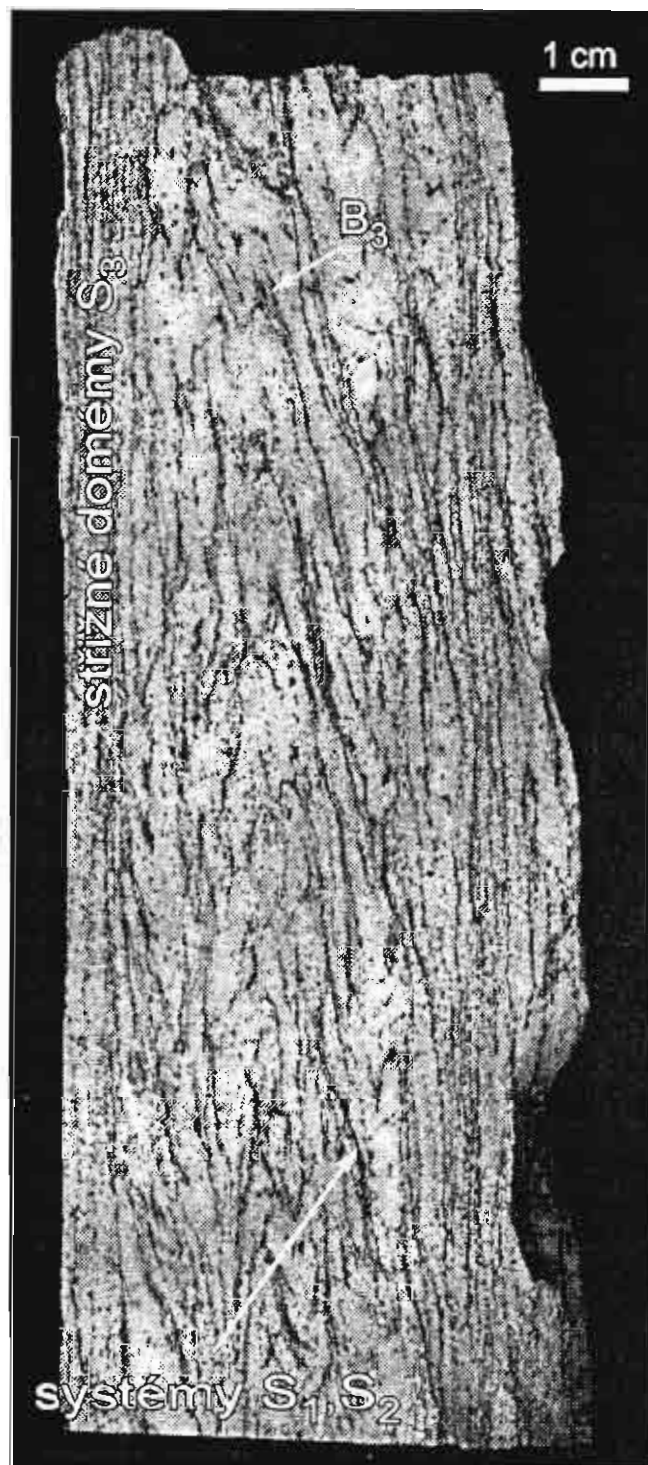
Strukturně-deformační charakteristika orlicko-sněžnické jednotky

Rozdělení orlicko-sněžnické jednotky na orlickou a sněžnickou část (v zásadě totožné s pozicí kladského prolomu, byť geneticky samozřejmě tato křídlová struktura s dělením nikterak nesouvisí), je opodstatněné i z hlediska vnitřních strukturních poměrů obou úseků. Hlavní foliační systémy S_1 , S_2 a střížné zóny duktilního stádia deformace orlického úseku mají dominantně plochou strukturní pozici s mírným úklonem k JZ (viz Obr. 1). Naproti tomu východní sněžnické křídlo je charakteristické strmě postavenými metamorfními foliacemi a střížnou kliváží, které společně vytvářejí charakteristický pozitivní strukturní vjeřív (viz Obr. 1).

Obě křídla orlicko-sněžnické jednotky se zcela odlišným postavením planárních systémů však strukturně sjednocují směrově totožné generace tektonických lineací. Průsečnicové lineace L_{11} , L_{12} a jim odpovídající reliktní vrásové systémy F_1 (zachované v reliktech a to pouze ve strožské skupině, viz také *Żelaźniewicz 1976, 1988*) a F_2 , mají v obou křídlech submeridionální průběh a statisticky převládající východní asymetrii. Současné jsou tyto lineární systémy charakteristické poziční koincencí s regionální lineací roztažení L_s a X-osami elipsoidů konečného přetvoření, jakož i dalšími kinematickými indikátory. Naše studium kinematiky regionální deformace potvrzuje (viz také *Cymerman 1992*) komplikovaný deformační vývoj s dominantní severní kinematikou (top-N-shearing - viz *Grygar 1992, Grygar, Vavro 1995*). Asymetrie vnitřních staveb však není nikterak výrazná a v řadě případů ukazují kinematické indikátory asymetrii opačnou, případně, a to nejčastěji, lze pozorovat symetrické stavby, které svědčí o výrazné symetrické extenzi (konstrukci) v submeridionálním směru (viz obr. 1), která narůstá k východu, tj. do sněžnického křídla. Tento trend je shodný s tendencí vztyčování foliačních a střížných systémů ve východním sněžnickém křídle. Detailní petrotektonické srovnání střížných systémů ze západního orlického a východního sněžnického křídla potvrdilo superpozici strmých duktilně-křehkých střížných a klivážových systémů generace D_3 ve východním křídle na starší planární systémy duktilních generací D_1 a D_2 , které jsou společné pro obě křídla a převládají především v křídle orlickém.

Převládající plochá pozice dominantních foliačních a klivážových systémů, především však duktilní střížné kliváže generací D_1 a D_2 , spolu s pozicí průsečnicových lineací L_1 a lineací protažení L_s ukazují na sunutí příkrovů hlubší kůry v podmínkách amfibolitové až granulit-eklogitové facie generálně k severu až severovýchodu. Tyto raně variské deformační fáze jsou zákonitě mladší než intruze sněžnických, resp. gieraltowských granitoidů (499 ± 15 Ma - stáří intruzí podle autigenních zirkonů - *Kröner et al. 1994*).

S deformací D_3 sněžnického křídla je spojena velmi sporadická nejmladší duktilní lineace roztažení L_{S3} na klivážových plochách střížných domén S_3 , které mají strmý úklon. Tato lineace je však z hlediska kinematiky deformace obtížně interpretovatelná. Celkový charakter synmetamorfního přetvoření (viz Obr. 2) v této fázi však reflektuje výraznou kompresi sněžnického křídla, přičemž rovina XY elipsoidu přetvoření má subhorizontální pozici a vůči ssv.-jjz. průběhu ramzovské linie má mírnou levostrannou odchylku, tedy spíše S-J směr, podobně jako strukturní lineace deformačních fází D_1 a D_2 . Tato skutečnost je, dle našeho názoru, v souladu s dextrálně transpresní



Obr. 2 Příklad superponované deformace D_3 ze sněžnických ortorul východního sněžnického křídla na předchozí deformační fázi D_1 - D_2 . Lokalita na levém břehu řeky Moravy západně od Hanušovic (d.b. 269).

polyfázovou kolizi lugických příkrovů s podsouvajícími paraautochtonními jednotkami silezika.

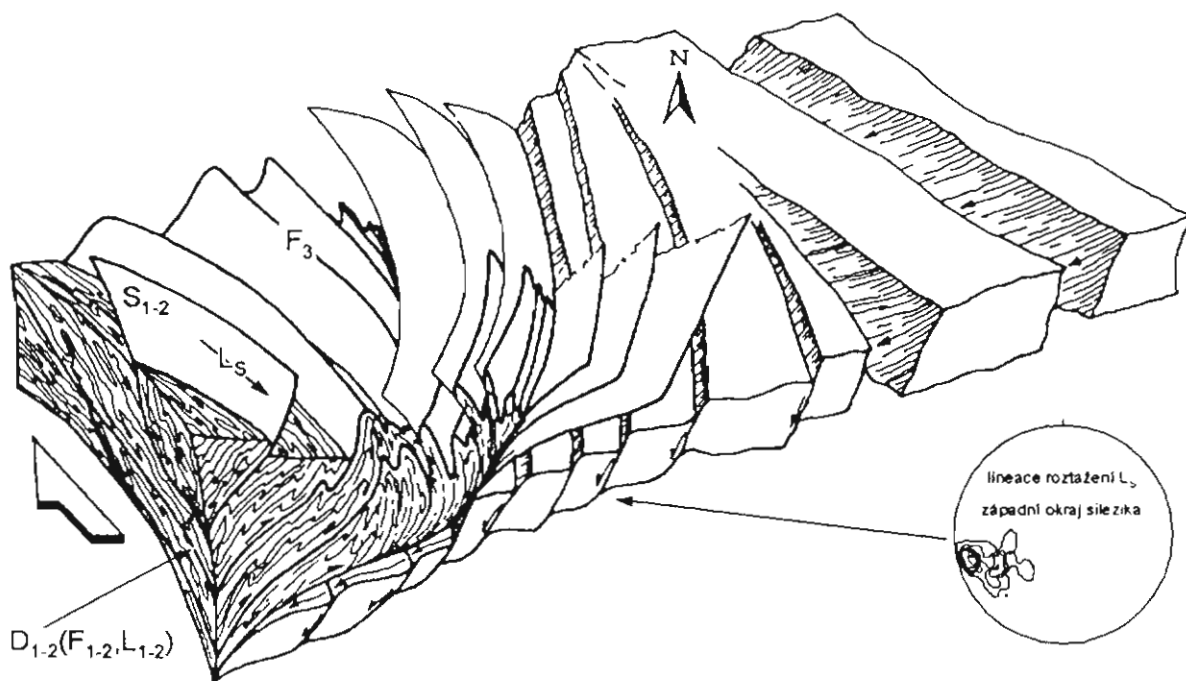
Strukturně-deformační charakteristika silezika

Dominantním rysem silezika v podloží ramzovského a nýznerovského nasunutí je jeho výrazná vsv.-zjz. vnitřní strukturní linearita (viz obr. 3). Tento trend je reprezentován především nejmladší generací duktilních lineací roztažení L_{S3} . Současně však jsou do tohoto směru, v důsledku výrazného dextrálně transpresního přetvoření, narotovány i starší (reliktní) lineární systémy (průsečnicové lineace a vrásové osy). Na rozdíl od orlicko-sněžnické jednotky, kde jsou lineace roztažení směrově sblíženy se s.-j. směrem transportu vnitrokrovových příkrovů (Grygar, Vavro 1995), jsou lineace L_{S3} v sileziku, především pak v jeho západní části, směrově výrazně uniformní a totožné s maximální vsv.-zjz. extenzí v závěrečné etapě variské tektogeneze. Tento jev lze sledovat nejen v keprnické skupině, ale i ve skupině Branné. Zde jsou do směru VSV-ZJZ orientovány rovněž X-osy valounů metakonglomerátů jejího svrchního oddílu (viz také Sidorinová 1990). Také východní zóna staroměstského pásma má v tomto smyslu strukturní afinitu k sileziku.

Výraznou vsv.-zjz. duktilní až semiduktilní extenzi v západní části silezika doprovázenou pohybem nadloží k ZJZ (top-to-WSW low-angle-normal shearing - Grygar, Vavro 1995) považujeme za důsledek subdukce pod transpresně nasouvané sněžnické křídlo orlicko-kladské jednotky lugika (Grygar et al. 1991 a Grygar, Vavro opus cit.). Tato tektonická akrece (stacking) dílčích příkrovových šupin sněžnického křídla přes západní okraj silezika podmínila, podle našeho názoru, následný „gravitační

kolaps“ silezických jednotek podložní desky. S tímto vývojem souvisí rapidní dekomprese a pokles teplot z podmínek eklogitové facie (tj. teplot 850 °C - datování 330-340 Ma Sm-Nd metodou - Brueckner et al. 1991) na teplotu ukončení krystalizace biotitu (300 °C - datování $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metodou na 328 Ma - Steltenpohl et al. 1993) ve sněžnické jednotce. Tento vývoj prakticky bezprostředně předcházel intruzím pozdně variských granitoidních masivů (žulovský, šumperský, případně některá granitoidní tělesa v zóně staroměstských pásem).

Podle našeho názoru souvisí výrazná transtenze, spojená s vsv.-zjz. protažením v sileziku, s rychlou subsidencí v předpolí a geneticky koresponduje s nástupem flyšové sedimentace, který byl nejintenzivnější v prostoru indikovaném výraznou pozitivní magnetickou a gravimetrickou elevací, odpovídající tzv. jesenické strukturní depresi. Tato subekvatoriální struktura pokračuje k VSV až do hornoslezské pánve (Grygar 1988), do tzv. hlavní deprese v její polské části, kde koresponduje s obdobnými geofyzikálními parametry kůry (Kotas 1983). Výrazná polarizace mezi vystupujícími vnitřními zónami jádra akrečního klínu a zahlubující se předhlubní byla doprovázena tektonickou extruzí (ve smyslu modelu Ratschbachera et al. 1991) vnitřních duktilních domén spodní kůry jádra akrečního klínu moravsko-slezské větve variského orogénu směrem na předpolí (Grygar, Vavro 1995), do poklesávající deprese, intenzivně se zahlubující především v průběhu svrchního visé. Pro tento model svědčí mj. výrazná asymetrická extenze podél východního okraje silezika (desenská a vrbenská jednotka) doprovázená sunutím nadloží k SV do předhlubně. Významným faktorem, podmiňujícím tektonickou extruzí k SV až V, je na předchozí



Obr. 3 Schematický blokdiagram znázorňující gravitační kolaps - výraznou „západovergentní“ extenzi západního okraje silezika (viz konturový diagram lineací roztažení) v důsledku kosých násunů sněžnického křídla orlicko-sněžnické jednotky lugika.

deformační fáze navazující ssz.-jjv. komprese, přesněji dextrální transprese, podél řídících systémů střížných zón směru VSV-ZJZ.

Závěr

Tektonické plochy na styku lugika a silezika představují komplexní systém násunů variské kolizní zóny s polyfázovým deformačním vývojem a postupně se vyvíjející kinematikou, rozdílnou v jednotlivých fázích. Dislokace typu ramzovského a nýznerovského nasunutí odpovídají, dle našeho názoru, dílčím listrickým plochám široké transpresně-kolizní zóny kosých násunů sněžnického křídla orlicko-sněžnické jednotky přes paraautochtonní jednotky silezika. V orlicko-sněžnickém krystaliniku, resp. v jeho části jižně od tzv. vnitřního zlomu lugika (vnitrosudetského zlomu) nebyly zjištěny deformační systémy ekvivalentní rozsáhlé extenzi kůry ve směru měřených vsv.-zjz. lineací roztažení L_{S3} , které jsou dominantní pro pozdněvariský deformační vývoj silezika. Nadložní jednotky lugika jsou v tomto smyslu autonomní vzhledem k tektonickým jednotkám podložním - silezickým.

Ellis a Watkinson (1987) na základě analýzy a srovnání několika pásemných kolizních orogénů interpretují podobnou strukturní disharmonii mezi nadložní a podložní kolizní deskou jakožto zákonitý jev, vyplývající mj. z jejich rozdílné strukturní a hloubkové pozice v širší kolizní zóně. Kosá vzájemná orientace lineací roztažení v obou kolidujících deskách je zvláště charakteristická pro tektogény vyvíjející se v kosé konvergenci. Autoři poukazují rovněž na podstatný rozdíl v charakteru a orientaci lineárních systémů první deformační etapy (fáze synkinematické s progresivní metamorfózou) a druhé etapy (synkinematické s retrográdním průběhem p-T-t křivky). Terénní výzkum a naše následná analýza kolizní zóny lugika a silezika tyto obecně platné závěry v podstatných rysech potvrzují.

Submeridionálně orientované lineace roztažení sněžnického křídla, subparalelní s vrásovými osami a průsečnicovými lineacemi prakticky všech tří hlavních deformačních fází $D_1 - D_3$ jsou subparalelní se směrem moravsko-slezské větve variského orogénu a odpovídají jeho výrazné podélné extenzi. Zřetelná levostranná odchylka těchto systémů vzhledem k ssv.-jjz. průběhu hlavních násunových ploch moravskoslezské zóny (Grygar 1985), spolu s dalšími kinematickými indikátory (Grygar, Vavro 1995), svědčí o dextrální kosé kolizi v širší transpresní zóně na styku lugika a silezika (viz také

Cymerman 1993). Tuto interpretaci potvrzuje rovněž strukturní pozice metamorfních foliací a střížných domén (viz obr. 1) sněžnického křídla, narotovaných vůči subhorizontálnímu postavení duktilních planárních systémů v orlickém křídle do vertikální pozice a vytvářejících ve sněžnickém křídle charakteristický pozitivní strukturní vějíř. Uvedené strukturní vztahy dobře korespondují i s gravimetrickým obrazem orlicko-sněžnické jednotky (např. Ibrmajer 1981).

Dominantní vrásovo-lineární systémy silezika, zvláště pak jeho západní keprnické jednotky a jejich vnějších obalových sérií jsou, díky výrazné regionální extenzi, výrazně směrově homogenní a uspořádané do vsv.-zjz. směru lineací roztažení L_{S3} (viz Obr. 3). O výrazné extenzi svědčí i další strukturní fenomény (budináž, tahové ruptury pseudoduktilního stádia - „bone structures“, extenzní krenulační kliváž s zjz. asymetrií atd.). Asymetrická extenze (viz také Sidorinová 1990) je bezprostřední důsledek synkolizního nárůstu mocnosti kůry ve vrcholném stádiu vývoje variského tektogénu, který podmínil gravitační kolaps podsouvané desky silezika. Transtenzní etapa navazuje bezprostředně na dextrálně transpresní vývoj a je syngenetická s nástupem synorogenní sedimentace ve svrchně karbonských pánvích (intramontánní příkopové deprese typu poorlické a boskovické brázdy, posterovní superponované pánve karvinského souvrství v zóně vnějších molas hornoslezské pánve - viz Havlena 1982 atp.). Současně je v zásadě synchronní s intruzemi S-granitů ve vnitřních, hlubších doménách orogénu (viz také Steltenpohl et al. 1993).

Jako odpověď na v úvodu zmíněné kategorické odmítnutí ramzovského nasunutí Cymermanem (1993) zdůrazňujeme prokazatelný násunový - kolizní - charakter této tektonické plochy. Především absence jakýchkoliv kinematických studií regionální deformace, nejen ve studované oblasti, je příčinou dřívějšího zjednodušeného chápání této struktury jakožto prostého nasunutí s kinematikou ve směru úklonu násunové plochy. Extenze v podsouvaných paraautochtonech silezika jen, dle našeho názoru, dokládá násuny a gravitační zatížení tektonického podloží na strukturách typu ramzovského a nýznerovského nasunutí. Vzhledem k prokazatelné směrné složce přemístění a skutečnosti, že se jedná pouze o dílčí struktury regionální kolizní zóny vyššího řádu na styku lugika a silezika, navrhuje pro tuto nadřazenou regionální strukturu označení **staroměstská transpresní zóna**.

Literatura

- Brueckner H.K., Medaris L.G. Jr., Bakun-Czubarow N. (1991): Nb and Sr age of isotope patterns from Variscan eclogites of the eastern Bohemian massif. - N. Jb. Mineral. Abh., 163, 169-196.
- Cymerman Z. (1992): Rotational ductile deformations in the Šniežnik metamorphic complex (Sudetes). - Geol. Quart., 36, 4, 393-420.
- Cymerman Z. (1993): Czy w Sudetach istnieje nasunięcie ramzowskie?. - Przgl. geol., 41, 10, 700-706.
- Ellis M., Watkinson A.J. (1987): Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. - Geology, 15, 1022-1026
- Fajst M. (1976): Nová diskordance v prekambriu Českého masívu. - Čas. miner. geol. 21, 257-274
- Franke W. (1973): K vývoji a stavbě geologických jednotek v oblasti ramzovského nasunutí (sv. okraj Českého masívu). - Čas. miner. geol., 18, 3, 253-265.

- Grygar R. (1985): Strukturně tektonické poměry severní části paleozoika jezemického bloku ve vztahu k ložiskovým prognózám. - Kand. disert. práce, 197 p., MS Archiv VŠB Ostrava.
- Grygar R. (1988): Some aspects of geotectonical development of the Moravo-silesian region of the Bohemian Massif. - In: Z. Kukul (ed.): Proc. 1st Inter. Conf. Bohemian Massif, Prague, Sept. 26-Oct. 3., 1988, 101-111.
- Grygar R. (1992): Kinematics of Lugosilesian orocline accretion wedge in relation to the Brunovistulian foreland. - Sbor. věd. prací Vys. šk. báňské v Ostravě, ř. hor.-geol., 38, 1, 49-72.
- Grygar R., Vavro M. (1995): Evolution of Lugosilesian Orocline (North-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. - J. Czech Geol. Soc., 40, 1-2, 65-90.
- Havlena V. (1982): The Namurian deposits of the Upper Silesian Coal Basin. - Rozpr. ČSAV, ř. mat. - přír. Věd, 92, 7, 1-78.
- Ibrmajer L. (1981): Geological interpretation of gravity maps of Czechoslovakia. - In V. Pech, J. Plančár and J. Vaněk (eds): Geophysical Syntheses in Czechoslovakia, Veda Bratislava, 135-148.
- Kotas A. (1983): Structural Evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). - X. Congr. Int. Strat. Coal Carb., Madrid 1983, C.R. 3, 459-469.
- Koverdinský B., Konzalová M. (1986): Problematika stratigrafického zařazení zábřežské skupiny. - Věst. Ústř. Úst. geol., 61, 3, 159-167.
- Kröner A., Jaeckel P., Opletal M. (1994): Pb-Pb and U-Pb zircon ages for orthogneisses from Eastern Bohemia: further evidence for a major Cambro-Ordovician magmatic event. - J. Czech Geol. Soc., 39, 1, 61.
- Otava J., Maštera L., Hanžl P. (1994): Nové poznatky o geologii jižní a střední části malonínské hrásti. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 1, 47-51, Brno 1994.
- Ratschbacher L., Merle O., Davy P., Cobbold P. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps. - Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. - Tectonics, 10, 2, 245-256.
- Sidorinová T. (1990): Vztah metamorfózy a střížných zón na příkladě severní části kepmické klenby. - Mineralia slovaca, 22, 149-154.
- Skácel J. (1979): Tektonické plochy na styku východních a středních sudet. - Acta Univ. Palackianae, Geogr.-Geol., 18, 97-100, Olomouc.
- Skácel J. (1989): Hranice lugička a silezika (středních a východních sudet). - Acta Univ. Wratislav., Prace Geol.-Mineral., 17, 13, 45-55.
- Steltenpohl M.G., Cymerman Z., Krogh E.J., Kunk M.J. (1993): Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. - Geology, 21, 1111-1114.
- Żelaźniewicz A. (1976): Tectonic and metamorphic events in the Polish Part of the Orlickie Mts. - Geol. Sudetica, 11, 1, 101-177.
- Żelaźniewicz A. (1988): Orthogneisses due to irrotational extension, a case from the Sudetes, Bohemian massif. - Geol. Rundsch., 77, 3, 671-682.

PŘÍSPĚVEK K DISTRIBUCI PEGMATITŮ VE STRÁŽECKÉM MOLDANUBIKU

Contribution to the distribution of pegmatites in the Strážek Moldanubicum

(23-22, Žďár n. Sáz., 24-11, Nové Město n. Mor., 23-24, Polná, 24-13, Bystřice n. Pernštýnem,
24-31, Velké Meziříčí)

Vincenc Grym

Český geologický ústav, Leitnerova 22, Brno 658 69

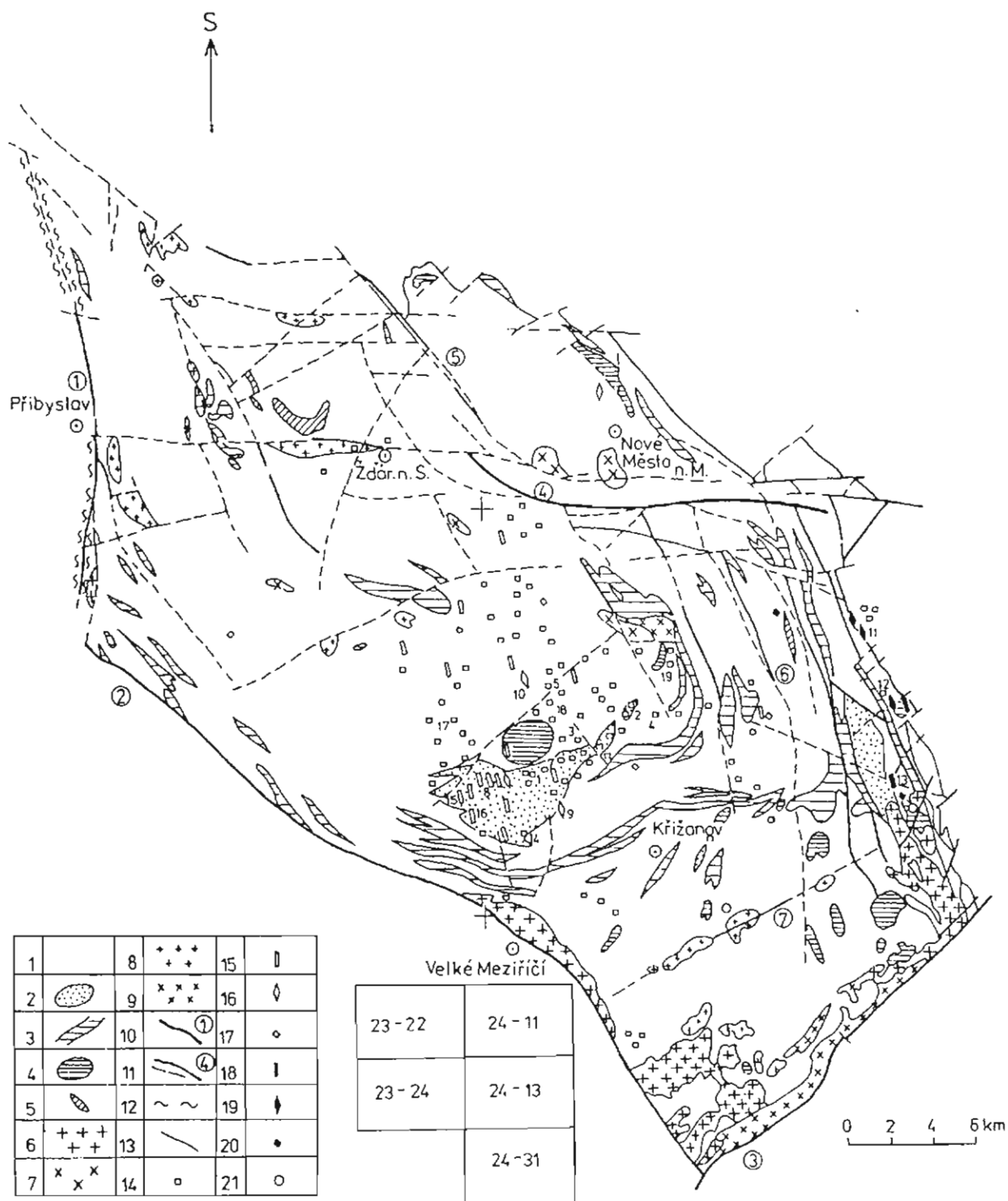
Key words: Strážek Moldanubicum, keramic pegmatite, pocket pegmatite, komplex pegmatite, micas, Be-minerals

Úvod

Moldanubicum je výrazná pegmatitová provincie Českého masivu. Strážecké moldanubicum je v ní po stránce pestrosti pegmatitových typů a četnosti výskytů nesporně nejvýznačnější. Díky dobré prozkoumanosti představuje vhodné modelové území. Ložisková prozkoumanost pegmatitů není však homogenní, zaměřila se buď účelově na borský granulitový masiv (Hájek 1970, Hájek et al. 1969) nebo jeho západní části (Duda 1984). Mineralogicky je rajon podrobně zhodnocen zejména v pracích Staňka, Černého, Nováka, Sckaniny, Němce a dalších. Cílem předkládaného příspěvku je obecnější zhodnocení pegmatitů strážeckého moldanubika jako celku a seznámit s některými nepublikovanými výsledky obsahů Be a Li ve světlych slidách.

Geologická pozice a stručná charakteristika

Strážecké moldanubicum je prvně definováno v návrhu regionální klasifikace Českého masivu (Chlupáč 1976). Bližší je definuje Misař (1983) a podrobně popisují Stárková, Veselá, Moupic, Chmelař (1993). Jeho omezení vůči ostatním blokům je převážně tektonické. Západní hranici omezuje přibyslavský hlubinný zlom. Projevuje se jako výrazné tíhové rozhraní oddělující moravské moldanubicum s kladnou tíhovou charakteristikou od českého moldanubika se zápornou tíhovou charakteristikou. Dokumentuje ho mylonitová zóna a geomorfologický projev jihlavské brázdy (Veselá 1976). Jihozápadní hranici tvoří okraj třebíčského masivu na jehož okraji je situován sázavský hlubinný zlom. Jihovýchodní hranice tvoří bítešský zlom ze systému moravkoslezského zlomového pásma oddělující moldanubickou kru od jižního



Obr. 1 - Schematická geologická situace strážeckého moldanubika s výskyty pegmatitů. Upraveno podle Stárková, Veselá, Moupic, Chumelař 1993. Vysvětlivky. 1 - biotitické pararuly, migmatity, arterity a granitizované ruly, nerozlišeno, 2 - horniny granulitového komplexu, 3 - amfibolity, 4 - serpentinity, eklogity, 5 - mramory, erlany, erlanové ruly, 6 - durbachity, 7 - amfibolickopyroxenické metadiority, 8 - dvojslídne granity lokálně turmalinické, 9 - aplity, aplopegmatity lokálně turmalinické, 10 - hluboce založené zlomy (1 - příbyslavský hlubinný zlom, 2 - sázavský hlubinný zlom, 3 - bítešská dislokace, 4 - křídeľská porucha), 11 - zlomy prokázané, předpokládané (5 - železnohorský zlom, 6 - strážecký zlom, 7 - ořeřovsko-vidonínská zóna), 12 - mylonity, ultramylonity, 13 - hranice hornin, 14 - pegmatity obecně dobře diferencované lokálně s andaluzitem a fosfáty, 15 - pegmatity obecně miarolové, 16 - pegmatity komplexní lepidolitové bez Li mineralizace, 17 - pegmatity elbaitové bez Be mineralizace, 18 - pegmatity berylové, 19 - pegmatity komplexní lepidolitové s berylovou mineralizací, 20 - pegmatity elbaitové s Be mineralizací, 21 - desilifikované pegmatity.

segmentu svratecké klenby moravika. Severovýchodní hranici tvoří v severním sektoru styk s kutnohorskou svrateckou jednotkou zprostředkovaný železnohorským zlomem v jihovýchodním sektoru je hranice sporná. Zrůstek a kol. (1967) ji vytyčil podle průběhu muskovitové isogrady.

Strážecké moldanubikum představuje komplex katazonálně polyfázově metamorfovaných hornin sedimentárně vulkanického původu. Rekonstrukci jeho vývoje je značně složitá. Spodní patro tvoří monotónní komplex původně hlubokomořských peliticko psamitických sedimentů. Střední patro představuje pestrá kumulace vulkanických a vulkanicko sedimentárních hornin spojených s bazickým vulkanismem, změlčováním sedimentačního prostoru a tvorbou karbonátových hornin. Svrchní patro tvoří přechod k horninám svrateckého krystalinika. Má opět monotónní charakter flyšové sedimentace spojené s prohloubením sedimentačního prostoru. Moldanubické horniny prodělaly v předkambrickém období intenzivní vrásnění a regionální metamorfózu typu Barrow. V paleozoiku dochází k periplutonické metamorfoze typu Abukuma spojené se vznikem cordieritických rul, migmatizace a granitizace s intruzemi drobných granitoidových masívků. Vývoj spojený s variskou tektonickou aktivitou se projevil vznikem durbachitu třebečského masivu a průniky masívků granitoidů, žil aplitů a pegmatitů. S ukončováním variských pochodů dochází k výrazné konsolidaci celého Českého masivu.

Klasifikace pegmatitů strážeckého moldanubika

Při klasifikaci pegmatitů jsme vycházeli z klasifikace Nováka, Černého, Čecha a Staňka (1992), kterou jsme upravili se zohledněním na ložiskový charakter pegmatitů.

1. Málo diferencované pegmatity:

Bývají tvořeny zónami tzv. okrajového typu na kterou navazuje v centru zóna hrubozrnného a skorylového pegmatitu, výjimečně bývá vyvinuta zóna písmenkového pegmatitu. Blokovaná zóna prakticky chybí, patří mezi ně:

1a. Obecné kompaktní málo diferencované pegmatity jsou většinou tzv. "obyčejně" pegmatity. Vytváří většinou žilná tělesa, řádově v dm mocnostech a m délkách, ale také mohutné žíly délky až 500 m a 10 m mocností. Typickými pro ně jsou žíly mezi Rožnou a Jablonovem.

1b. Obecné dutinové málo diferencované pegmatity tvoří obvykle malá tělesa řádově decimetrových mocností a délkách několika metrů dutiny bývají vyplněny záhnědami často dvou generací a turmalínem. Chybí velké vyrostlice K-živce. Četné jsou výskyty v okolí Bobruvky, Rádenic, Skleného, Rousměrova, Suků, Cyrilova a Horních Borů.

1c. Komplexní kompaktní málo diferencované pegmatity liší se od předchozí skupiny deficitem dutin a často mají usměrněnou strukturu. Typické pro ně jsou zónální elbait-skoryly. Muskovit a lepidolit buď chybí nebo je velmi vzácný. K nim lze zařadit např. Rudolec.

1d. Komplexní dutinové málo diferencované pegmatity mají strukturu obdobnou jak u předchozích. Hlavními minerály jsou elbaity, většinou zónální, nechybí však záhnědy a krystalované živce. Typickými představiteli jsou

žíly ve Strážku, Řečici, Pikárci, Drahoníně a Dolní Rožince.

2. Středně diferencované pegmatity.

Oproti předchozím typům se liší výskytem blokované zóny. Ta však není v obřím vývoji a chybí křemenné jádro. Blokovaná zóna není podstatnou částí pegmatitových těles a je řádově v m délkách a do 1 m mocností. U komplexních pegmatitů není výrazně vyvinuta Li blokovaná fáze. Je zastoupena pouze amblygonitem a křemencem. Chybí petalit, po případech spodumen.

2a. Obecné kompaktní středně diferencované pegmatity jsou dosti časté hlavně v širším okolí Dolních Borů, Netína, Vidně a Olší. Jedná se o většinou menší žilná tělesa v nichž diferenciací nedosáhla obřím pegmatitu.

2b. Obecné dutinové středně diferencované pegmatity oproti předchozímu 1b-typu mají uvnitř dutin vykrytalizovány velké krystaly živců, někdy i cukrový albit a výplně dutin tvoří masy zrnitého muskovitu. Hlavními představiteli jsou Bobruvka-Hoperek, Bobrová, Zahraděš, Lhotka a řada dalších. K tomuto typu patří též berylonosné pegmatity z okolí Věžné a Drahonína.

2c. Komplexní kompaktní středně diferencované pegmatity. Jejich jediným představitel v sledované oblasti je lokalita Věžná. Délka Li zóny dosahuje 1-2 m a mocností nižších dm. Jedná se o lepidolitový pegmatit. Chybí zrnitý cleaveldit. Tento pegmatit vznikl ve fázi tektonického neklidu.

2d. Komplexní dutinové středně diferencované pegmatity. Mají obdobné minerální složení, ale protože vznikaly ve fázi tektonického klidu jsou pro ně významné dutiny v lepidolitové zóně do nichž vykrytalovala pestrá škála elbaitů dvou generačních záhněd dutinového lepidolitu, cookeitu a řada dalších minerálů. Hlavními představiteli jsou Dobrá Voda, Dolní Bory (žila č. 21) a Laštovičky.

3. Dobře diferencované pegmatity.

Jsou pro strážecké moldanubikum typické. Jedná se o nejvýznamnější výskyty tohoto typu v celém Českém masivu. Vyskytly se však pouze dva subtypy.

3a. Dobře diferencované obecné pegmatity představují známé "keramické" pegmatity z Dolních Borů. Žíly řádově až 1 km délky a 25 m mocností mají dobře vyvinutou obří blokovanou zónu a křemenné jádro. Časté jsou miarolické dutiny vyplněné pestrou škálou krystalovaných živců, křišťálů-záhněd, skorylu, apatitu a dalších minerálů. Velmi pestrá je škála minerálů albitových zón jako andaluzit, skoryl, sekaninait, fosfáty, muskovit, granát a řada dalších akcesorií. Mimo plochu borského granulitového masivu se nachází například v Bohdalci, Ostrově a dalších místech.

3b. K dobře diferencovaným komplexním pegmatitům lze přiřadit i klasickou žílu na lokalitě Rožná. Pro výrazně vyvinuté křemenné jádro. Pegmatit vznikl v počátečních fázích v prostředí relativního tektonického klidu. V závěrečných fázích však dochází k tektonickému postižení a tak nedošlo k tvorbě dutin, a nebo byly zaplněny minerály dalších fází.

Geochemická rozdílnost pegmatitů strážeckého moldanubika

Ve většině pegmatitů ve strážeckém moldanubiku

číslo	lokality (muskovity)	Pegmatit	Pegmatit	BeO	Li ₂ O	Minerály	
		typ	zona	ppm	%	Be	Li
1	Horní Bory	o-miarolový	centrální	6	<0,1	-	-
2	Bobrovka	o-miarolový	centrální	7	<0,1	-	-
3	Radenice	o-miarolový	centrální	17	<0,1	-	-
4	Plkárec	o-miarolový	centrální	9	<0,1	-	-
5	Rousměrov	o-miarolový	centrální	7	<0,1	-	-
6	Cyrilov V	o-miarolový	centrální	8	<0,1	-	f
7	Cyrilov Z	o-fosf. and.	albit musk.	7	<0,1	-	f
8a	Dolní Bory 4Ž	o-fosf. and.	blok miar.	6	<0,1	-	-
8b	Dolní Bory 4Ž	o-fosf. and.	albit musk.	2	<0,1	-	f
8c	Dolní Bory OŽ	o-fosf. and.	blok miar.	4	<0,1	-	-
8d	Dolní Bory OŽ	o-fosf. and.	albit musk.	7	<0,1	-	-
*8c	Dolní Bory 21Ž	c-lepidolit	křem. musk.	9	0,47	-	+
9a	Dobrá Voda	c-lepidolit	křem. musk.	11	0,65	-	+
9b	Dobrá Voda	c-lepidolit	mik. alb. musk.	6	1,65	-	+
9c	Dobrá Voda	c-lepidolit	křem. alb. musk.	2	0,30	-	+
*10a	Lašovičky	c-lepidolit	křem. musk.	7	0,40	-	+
11a	Rožná Hrad.	c-lepidolit	křem. mik. musk.	159	0,51	+	+
11b	Rožná Bor.	c-lepidolit	křem. mik. musk.	90	0,61	+	+
12a	Drahonín	c-elbait	mik. musk.	102	0,38	+	+
13	Věžná	c-lepidolit	blok. olig. mus.	81	0,15	+	+
14	Vídeň	o-miarolový	centrální	8	<0,1	-	-
15	Netín	o-miarolový	centrální	7	<0,1	-	-
16	Oiší (VM)	o-miarolový	centrální	9	<0,1	-	-
17	Krásněves (lom)	o-miarolový	centrální	12	<0,1	-	-
18	Sklené	o-miarolový	centrální	9	<0,1	-	-
19	Bobrová	o-miarolový	centrální	10	<0,1	-	-

Tab.1 Obsahy Li₂O a BeO v muskovitech strážeckého moldanubika.

číslo	lokality	typ lepidolitu	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
			ppm	%	%	%
9d	Dobrá Voda	fialový hrubozrný	6	4,13	1,05	0,10
9e	Dobrá Voda	šedý krypto krystalic.	14	4,64	0,99	0,32
9f	Dobrá Voda	bílý jemnozrný	7	5,13	0,95	0,85
11c	Rožná Hrad.	fialový hrubozrný	104	5,23	1,12	0,15
11d	Rožná Hrad.	fialový jemnozrný	61	5,44	0,58	0,27
11e	Rožná Bor.	zelený jemnozrný ***	36	3,60	1,06	0,56
12b	Drahonín	fialový hrubozrný	144	5,70	n.s.	n.s.
*8d	Dolní Bory	fialový středně zrnitý	8	5,50	0,90	0,40
*10b	Lašovičky	fialový hrubozrný **	7	4,70	0,95	0,18
*10c	Lašovičky	bíloželečný jemnozrný **	12	5,10	0,70	0,68

* Analýzy z roku 1978 Laboratoře GIP Praha, Černošice
** Materiál byl silně navětralý
*** Podle chemické analýzy složení se blíží cinwalditu

Tab.2 Obsahy Li₂O a BeO v lepidolitech strážeckého moldanubika.

nebyl i přes intenzivní hledání nalezen beryl a berylové minerály. V rámci úkolu vzácné a stopové prvky (Tenčík a kol. 1967) byly prováděny revize obsahu Li_2O a BeO v světlých slídkách pegmatitu Českého masívu. Pro stanovení Be byla vyvinuta velmi citlivá kolorimetrická metoda založená na iontoměničovém nabohacení. Li bylo stanoveno metodou plamenné fotometrie. Analýzy provedla laboratoř GP Ostrava n.p. Brno, Polní. Část výsledků byla publikována v závěrečné zprávě výše uvedeného úkolu, část byla po předčasném ukončení považována za ztracenou. Při revizi archivu GS GIP Jihlava však byla nalezena část nepublikovaných výsledků v roce 1989. V roce 1978 byla analyzována část světlých slídk z nově nalezených Li pegmatitů. Výsledky těchto rozborů jsou shrnuty pro pegmatity strážeckého moldanubika v tab. 1 a 2 (čísla lokalit v tabulkách korespondují s čísly lokalit na obr. 1).

Výsledky rozborů ukazují, že zvýšený obsah BeO ve světlých slídkách, zpravidla až o řád, signalizuje v pegmatitu obsah Be minerálů. To se potvrdilo na převážně většině pegmatitů Českého masívu. Z porovnání obsahu BeO ve slídkách a mineralogického určení Be minerálů vyplývá, že pegmatity východního okraje strážeckého moldanubika mají odlišný geochemický charakter než ostatní kde je Be anomálně deficitní. Berylonosné pegmatity se od ostatních liší i v jiných rysech. Jedná se většinou o kompaktní pegmatity, kde chybí dutiny (výjimkou je Dolní Rožínka), což napovídá, že jejich konečná fáze vývoje probíhala v době tektonického neklidu s možným přínosem další mineralizace. Západní hranici výskytu berylonosných pegmatitů je pravděpodobně strážecký zlom. Hlavní další skupinu v celém sledovaném území tvoří bezberylové pegmatity a to u všech sledovaných typů, což je pozoruhodné zvláště u komplexních pegmatitů. Tyto pegmatity ležící západně od strážeckého zlomu mají většinou výrazný dutinový charakter, což svědčí o klidné krystalizaci v době jejich vzniku ale i po něm, nebo o značné rigiditě okolních hornin.

Pozice pegmatitů v strážeckém moldanubiku

Dutinové pegmatity obecného typu jsou ve sledovaném prostoru velmi hojné. Jejich mimořádně zvýšený výskyt je vázán severozápadně od antiklinoria křížanovského oblouku. Ještě do konce 70. let panovala domněnka, že velké těžitelné keramické pegmatity jsou dislokovány v optimálním prostředí borského granulitového masívu. Nálezy z posledních let však ukazují, že tyto nejsou mimo borský masív výjimkou. Obdobně jak borské žíly mají hlavní směr se SSZ-JJV a obdobně jako obecné miarolové pegmatity leží soustředěny většinou uvnitř křížanovského oblouku. Ukazuje se, že směr SSZ-JJV je ve strážeckém moldanubiku dominantním nejen pro velké žíly pegmatitů ale i jiné hlavní poruchy. Tento směr není náhodný a obdobný směr má i jihovýchodní pokračování sázavského hlubinného zlomu za jeho meziříčským ohybem. Proto nevylučujeme souvislost anomální akumulace průmyslově těžených živcových pegmatitů v okolí Dolních Borů, jež je spojena s mimořádně vhodnými geologicko-strukturními podmínkami a se směrným pokračováním jeho jihozápadní větve.

Závěr

Zjištění v této práci předkládané jsou založena na rešeršních pracích a výsledcích terenních ověření v roce 1995. Fakt, že těžebně výrazné indicie keramických obecných pegmatitů s vysoce kvalitními živci nejsou pouze v prostoru borského granulitového masívu, ale i v jeho širším okolí dává naději na úspěšnost terenních výzkumů a vymezení reálných prognózních zásob glazurových živců a pegmatitů s Be. Uvedená zpráva by nemohla vzniknout bez spolupráce pražských spolupracovníků Dr. P. Lhotského a Ing. K. Rýdy, kterým touto formou děkuji.

Literatura:

- Pokud se týká v textu citované literatury, pro značný rozsah uvádíme pouze tři hlavní prameny, v dalších případech odkazujeme na mineralogicko-geologickou bibliografii ČSSR a ČR. Závěrečné zprávy jsou uloženy v Geofondu v Praze.
- Černý P. et al. (1992): Lepidolite 200 Field trip guidebook. - MZM a PřF MU Brno.
- Duda J. (1986): Pegmatity v borském granulitovém masívu. - Sbor. geol. věd, lož. geol., miner., 27, 157-202. Praha.
- Starková I., Veselá M., Moupic Z., Chmelař J. (1993): Příspěvek k problematice západomoravského krystalinika. - In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, 15-30. - MZM a PřF MU v Brně.

AMFIBOLICKÉ KVARCITY S L - STAVBOU ZE ZÓNY ČERVENOHORSKÉHO SEDLA (HRUBÝ JESENÍK)

Hornblende quartzites with L-fabric from the Červenohorské sedlo zone
(Jesníky Mts.)

(14-24, Bělá pod Pradědem)

Pavel Hanzl¹, Monika Němečková²

¹ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno,

²Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

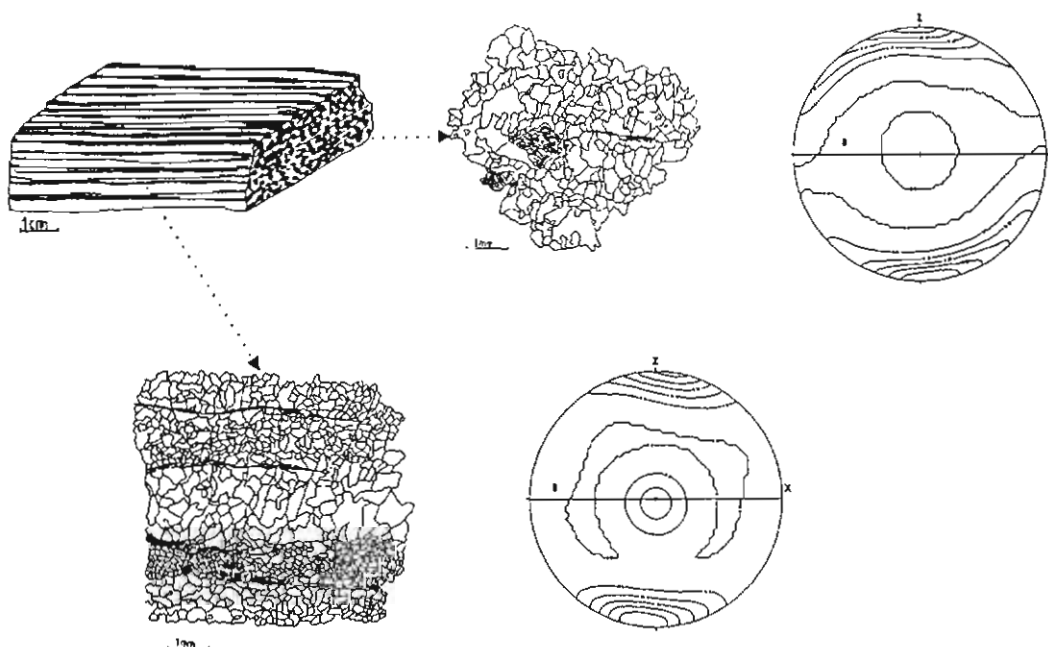
Key words: quartzite, microstructure, shear zone

V zářezu lesní cesty 700 m jv. od kóty 1123 m. n. m. Šindelná, přibližně 1 km jjz. od Červenohorského sedla, byly odkryty výchozy kvarcitů, ve kterých nápadně převažuje lineární stavba nad stavbou plošně paralelní. Poloha relativně čistých kvarcitů zde vystupuje z komplexu biotitických rul až svorových fylitů. Kvarcidity jsou šedé, nahnědlé, jemnozrné až masivní, místy jemně páskované.

Foliace je provrásněna metrovými šikmými vráskami se subhorizontálními osami orientace SV - JZ. Na foliaci je vyvinuta výrazná lineace orientace SSV - JJZ, která má charakter rýhování. Lineace je zvýrazněna jemnými litologickými rozdíly a zelenými smouhami rozvlečeného amfibolu. V místech, kde lineární stavby přetiskují foliaci, převažuje výrazná subhorizontální lineace orientace SSV - JJZ až SV - JZ, která je tvořena tenkými "stébly", které se odlišují velikostí zrna, což se makroskopicky projevuje různými odstíny šedé. Ve vložkách fylitů se objevuje krenulační lineace, která přechází až do jemných krenulační

vrásek. Drobné střížné pásy indikují transport nadloží k JZ.

Kvarcidity jsou složeny z převažujícího křemene a amfibolu, vzácného chloritu a opakního pigmentu. V řezu XZ je hornina výrazně páskovaná, foliace je zvýrazněna tenkými pásy tvořenými pouze světle zelenými, jen velmi slabě pleochroickými lupínky amfibolu nebo pásy opakního, pravděpodobně grafitického pigmentu, místy s chloritem. Pásy křemene různé mocnosti a zrnitosti mají polykrystalický charakter, jsou složeny ze zrn s nepravidelnými, slabě zubatými hranicemi. Zrnitost v jednotlivých páscích je homogenní, liší se v různých páscích (v nejhlubších páscích je průměrná délka podél delší osy 0,7 mm a podél kratší osy 0,35 mm, nejčastější jsou pásy velikosti zrn podél os 0,3 mm a 0,2 mm, nejjemnější pásy obsahují téměř izometrická zrna o velikosti 0,1 mm). Křemenná zrna jsou beze stop deformace, jsou slabě protažená pod úhly kolem 70 - 80° šikmo k foliaci, jak je patrné především v hruběji zrnitých páscích. V řezu YZ



Obr. 1 - Mikrostruktury a přednostní orientace c- os křemene v řezech XZ a YZ z kvarcitů pod Šindelnou. Popis viz text.

tvoří amfiboly převážně oválné shluky složené z jednotlivých lupínky, často uzavírají zrna křemene. Velmi jemné šupinky amfibolu pak spolu s opakním pigmentem místy naznačují foliaci. Křemená zrna tvoří polykrystalické agregáty, jsou nevýrazně protažená pod vysokými úhly kose k foliaci. Hranice zrn jsou rovné až mírně zubaté.

Křemenná zrna jsou velmi dobře přednostně uspořádána. V řezu XZ leží maxima c- os kolem osy Z. Tato jejich orientace je charakteristická pro bazální skluz (Knipe, Law 1987) a byla experimentálně vytvořena při axiální kompresi (Tullis et al 1973). Odpovídá nízkým teplotám vzniku. Další submaximum leží kolem osy Y a je typické pro zrna s vhodnou orientací pro prizmatický skluz <a>. Tato stavba je charakteristická pro teplotní podmínky svrchní části facie zelených břidlic (Putiš 1993). Kombinací hlavních maxim v řezu XZ

s orientací c-os naměřených v řezu YZ pak získáme jednoduchý šikmý pás obvykle popisovaný z duktilních střížných zón.

Výrazná lincární stavba ze šupiny kvarcitu v zóně Červenohorského sedla potvrzuje intenzivní subhorizontální pohyby subparalelní s průběhem zóny. Morfologie a charakter přednostní orientace křemene svědčí pro vznik staveb během dynamické rekrytalizace v podmínkách střížné zóny ve facii zelených břidlic. Přítomnost amfibolu nasvědčuje přítomnosti fluid. Výrazná lincární stavba vznikla na průsečíku starších foliací indikovaných opakním pigmentem a přednostního tvarového uspořádání zrn křemene. Lineace byla dále zvýrazněna vytažením agregátů amfibolu do tenkých "stébel" a jemnými rozdíly v zrnitosti a litologii pásků.

Literatura:

- Knipe R. J., Law R. D. (1987): The influence of crystallographic orientation and grain boundary migration on microstructural and textural evolution in an S-C mylonite. - *Tectonophysics*, 135, 155-169.
 Putiš M. (1993): *Petrotektonika*. - Vysokoškolské skriptá, 1-128, PpF. UK Bratislava.
 Tullis T. E., Christie J. M., Griggs D. T. (1973): Microstructure and preferred orientation of experimentally quartzites. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 297-314. New York.

STRUKTURNĚ GEOLOGICKÝ VÝZKUM ZÁBŘEŽSKÉHO KRYSTALINIKA U MORAVSKÉ TŘEBOVÉ

Structural and geological research of the Zábřeh Crystalline Unit near
the town of Moravská Třebová

(14 - 43, Mohelnice; 14-34, Svitavy)

Martin Janoška¹, Pavel Hanžl²

¹Katedra geologie PpF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

²ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Bmo

Key words: Zábřeh Crystalline Unit, small scale structure, northward kinematics

Mezi Městečkem Trnávka a Starým Městem u Moravské Třebové vystupují v morfologicky nápadné hrásti drobné výskyty krystalinika, které jsou spolu s mohelnickým souvrstvím zakryty pernskými, křídovými, neogenními a kvartérními sedimenty. Litologicky se krystalinikum u Moravské Třebové shoduje s jižní částí zábřežského krystalinika, a proto bývá interpretováno jako jeho součást, oddělená mladším křídovým a neogenním pokryvem (Zrůstek 1962, Misař 1963).

Krystalinikum u Moravské Třebové je rozděleno SZ-JV orientovanými dislokacemi na dvě kry. Jižní kra je budována převažujícími biotitickými fylity, které místy přecházejí až do hornin svorového vzhledu. Tyto fylity obsahují tělesa amfibolitů místy i s čočkami serpentinitů,

jako například na lokalitě Boršov, kde jsou na tyto horniny vázány nálezy jaspisů a plazmy. Ojedinelé jsou čočky krystalických vápenců. V severní kře převažují amfibolity nad fylity, které často přecházejí do hornin charakteru drobových rul.

Nejvýraznějším tektonickým prvkem krystalinika u Moravské Třebové je velmi dobře vyvinutá foliace. Generálně převládají ploché až mírně ukloněné foliace variabilní orientace. Nejčastější směry foliací jsou SZ-JV a SV-JZ. Subparalelní s foliacemi jsou osní roviny překocných až ležatých vrás. Na foliaci jsou vyvinuty tři systémy převážně subhorizontálních lineací. Nejčastější a nejvýraznější jsou lineace orientace S-J, které mají charakter rýhování a jsou doprovázeny uspořádáním

fylosilikátů. Asymetrické struktury (S-C stavby a střížné pásy) mají přesmykový charakter (transport nadloží k S). Asymetrie drobných ležatých vrásek naopak indukují poklesy k J. Lineace orientované SV-JZ mají charakter rýhování a sraštění. Asymetrické struktury (foliační ryby, pull-apart struktury) naznačují pohyb nadloží k S. Lineace orientované SZ-JV jsou méně časté a jejich tektonický význam není doposud znám.

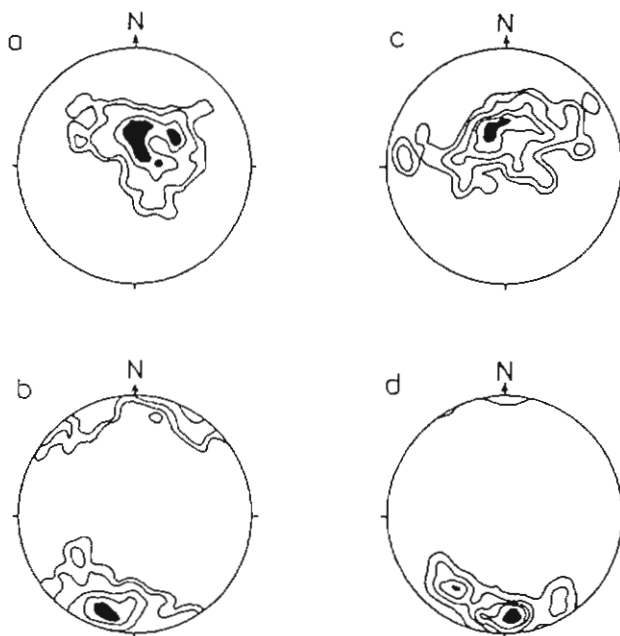
Srovnáme-li krystalinikum u Moravské Třebové z hlediska distribuce strukturních prvků (Obr.1) s jižní částí zábřežského krystalinika, se kterým bývá litologicky srovnáváno, vyjde najevo, že obě jednotky vykazují mírně odlišné strukturní znaky. V jižní části zábřežského krystalinika se na rozdíl od krystalinika u Moravské Třebové objevují V-Z orientované lineace i stejně orientované ležaté, sevřené vrásy. Ostatní lineace i charakter kinematiky v hlavních rysech odpovídá krystaliniku u Moravské Třebové.

Stavba krystalinika u Moravské Třebové byla na základě zjištěných strukturních prvků dřívějšími autory charakterizována přítomností plochých vrásových struktur (Zapletal 1930, Kazík 1982). Tyto struktury byly intenzivně přetištěny výraznou plošně paralelní stavbou a jsou zachovány pouze v reliktech.

Ze srovnání orientace strukturních prvků krystalinika u Moravské Třebové se sedimenty mohelnického souvrství v jižní části malonínské hrásti (Otava et al. 1994) vyplývá jejich nápadná podobnost. Stejný charakter se smyslem transportu k S má i kinematika zjištěná v deformovaných konglomerátech souvrství.

Distribuce strukturních prvků krystalinika u Moravské Třebové se zcela shoduje s distribucí strukturních prvků odpovídající podle Grygara a Vavry (1995) nejstarší deformační fázi D_1 , jež je patrna především v sněžnických ortorulách a jako reliktní stavba i v severních částech krystalinika zábřežského. Foliace náležející deformační fázi D_1 kopírují původní

sedimentární vrstevnatost, což je zcela v souladu s poznatky, které zjistili v krystaliniku u Moravské Třebové Malkovský et al. (1951). Zjištěný kinematický styl



Obr.1 Konturové diagramy pólů foliace a lineárních prvků krystalinika u Moravské Třebové a v jihozápadní části mohelnického souvrství.

přibližně odpovídá vývoji, který popsali ze svratecké klenby Schulmann et al. (1991).

Ze srovnání strukturních prvků a orientačních metamorfních vztahů se tedy zdá, že západní část zábřežského krystalinika v nadloží s příkrovem hornin mohelnického souvrství tvoří vyšší strukturní patro východního okraje Českého masívu, které leží v tektonickém nadloží moravika.

Literatura:

Grygar R., Vavro M., (1995): Evolution of Lugo-silesian Orocline (North-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. - Jour. Czech geol. Soc., 40 / 1-2, 65-90. Praha.
 Kazík M., (1982): Ložiskové zhodnocení území jiv. od Moravské Třebové. - MS dipl. práce PřF MU Brno.
 Malkovský M. et al., (1951): Zpráva o geologickém mapování v okolí Moravské Třebové. - Věst. Ústř. Úst. geol., 27, 197-202. Praha.
 Mísař Z., (1963): Předdevonský geologický vývoj severovýchodního okraje Českého masívu. - Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd. Praha.
 Otava J., Maštera L., Hanžl P., (1994): Nové poznatky o geologii jižní a střední části malonínské hrásti. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 47-51. Brno.
 Schulmann K., Ledru P., Autran A., Melka R., Lardeaux J. M., Urban M., Lobkowicz M. (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. - Geol. Rdsch., 80/1, 73-92. Stuttgart
 Zapletal K. (1930): Krystalinikum mezi Železnými horami, Českomoravskou vysočinou a Sudetami. - Sbor. Klubu přírodověd. (Brno) za Rok 1929, 12, 95-103. Brno.
 Zrůstek V. (1962): Nové poznatky o zábřežské sérii, tzv. kulmu a mladších geologických útvech mezi Městečkem Třmávkou a Moravskou Třebovou. - Přírodověd. Čas. slez., 23, 2, 235-247. Opava.

NÁLEZOVÁ ZPRÁVA Z VÝZKUMU JIŽNÍ ČÁSTI ZÁBŘEŽSKÉHO KRYSTALINIKA S.S. V ROCE 1995

A report on research in the southern part of the Zábřeh Crystalline Unit s. s. in the year 1995

(14-43, Mohelnice)

Rostislav Morávek

Vlastivědné muzeum, nám. Republiky 5, 771 73 Olomouc

Key words: Cu-mineralization in serpentinite, opal, garnet in amphibolite and calc-silicate rock

V rámci pokračování geologických a mapovacích prací na území jižní části zábřežského krystalinika v r. 1995 byly v této jednotce na zkoumaných lokalitách nalezeny dosud zde nezjištěné a nepopsané minerály. Pro tuto část zábřežského krystalinika jsou zcela novými mineralogickými výskyty. S ohledem na jejich regionální význam pozoruhodnost a z důvodu topograficko-mineralogické registrace jsou zde uvedeny nálezné okolnosti a základní mineralogická charakteristika, nálezy popsány pod č. 1 a č. 2.

Zároveň zde v druhé části zprávy uvádím ze dvou lokalit pod č. 3 a č. 4 výsledky analýzy granátů z hornin zábřežského krystalinika, objevených při mapování v minulých letech a popsány Morávkem (1995).

1. Cu - m i n e r a l i z a c e Krchleby, 8 km JZ od Zábřehu n. M.

Při dokumentaci rýhy, prováděné pro nový vodovodní tah mezi obcemi Pobučí a Krchleby, byla

v horní části svahu do údolí potoka Jahodná, na SZ okraji obce Krchleby asi 150 m od obytných domů v částečně navětralém a nevýrazně břidličnatém, tmavozeleném hadci objevena měděná mineralizace. Tato Cu-mineralizace v endokontaktu ultrabazických hornin se nalézá asi 30 m od jeho styku s biotickými fylity. Rozsah zóny mineralizace byl zjištěn v mocnosti přibližně 2 m. Projevuje se nepravidelnými a nesouvislými povlaky malachitu, jejichž velikost a rozsah závisí na ojedinělých 2-5 mm zrnech primárního Cu-minerálu bornitu, zcela nepravidelně roztroušeného v hmotě horniny. Velmi jemné ostrůvkovité povlaky malachitu jsou především na četných puklinách, resp. plochách foliace, pouze sporadicky prostupuje vlastní hmotu horniny. Sekundární minerály se rovněž projevují vytvářením 1 až 1,5 cm velkých kruhovitých až elipsovitých hnízd s jádrem reliktu zrna bornitu, kolem kterého je vytvořen malachit a okrajový mm lem tvoří rezavě hnědé hydroxidy železa. Místy se společně s Cu-mineralizací vyskytuje v drobných

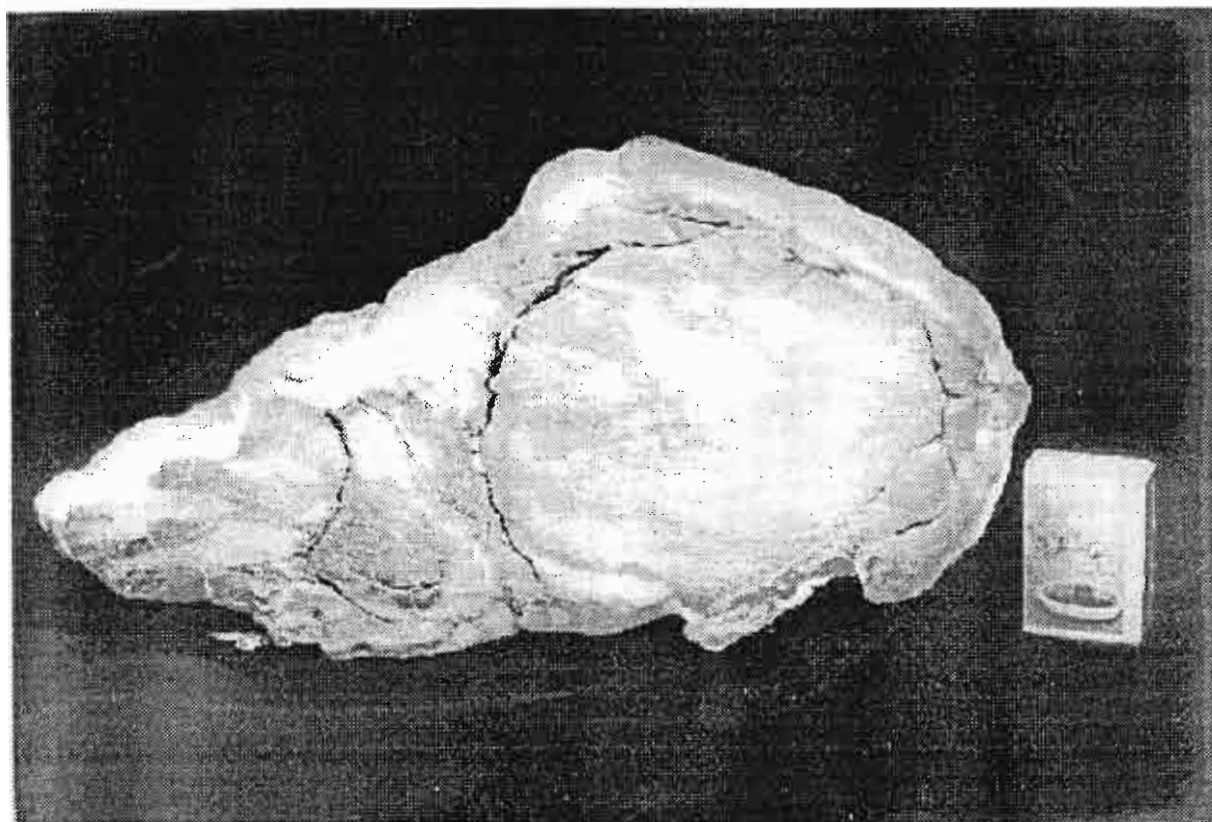


Foto: Řez 30x16 cm opálovou hlízou z hadce od Dlouhé Vsi, nález 1995

	3a	3b	3c	4a	4b	4c	4d
SiO ₂	37.880	38.370	38.380	37.500	37.650	37.830	37.630
TiO ₂	0.090	0.110	0.130	0.030	0.030	0.190	0.140
Al ₂ O ₃	21.490	21.230	21.380	21.170	21.870	21.650	22.080
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃							
FeO	28.240	28.480	28.900	24.950	24.040	19.950	20.040
MnO	2.040	2.230	1.290	1.720	2.400	2.990	1.300
MgO	3.750	3.500	3.980	0.390	0.340	0.420	0.330
CaO	6.350	6.720	6.390	13.920	14.130	17.710	17.910
total	99.840	100.640	100.450	99.680	100.460	100.440	99.430
Alm	62.524	62.406	63.452	55.157	53.194	42.531	44.580
Spes	4.574	4.949	2.869	3.851	5.379	6.555	2.929
Pyr	14.800	13.671	15.577	1.537	1.341	1.620	1.309
Gros	17.833	18.648	17.718	39.365	39.997	48.739	50.763
Ti -Gros	0.269	0.325	0.385	0.089	0.090	0.555	0.420

Tab.1 Tabulka chemických hodnot a obsahu granátových složek granátů z lokalit Hynčina (3) a Hněvkov (4) analytik: Ing. A. Langrová, Laboratoř el. mikrosondy, GÚ AVČR Praha, př. JEOL JXA-50A.

mm hnízdech a žilkách jemnozrný bílý kalcit. S ohledem na makroskopicky ověřený charakter a sporadické množství Cu-mineralizace v hornině nebyly provedeny analýzy k stanovení % obsahu Cu. Kromě tohoto zde byly zjištěny jak v rýze v blízkosti zóny Cu-mineralizace, tak i v směrném pokračování pruhu hadce k Z v opuštěném a zahliněném lůmku málo mocné, od několika dm do 1 m polohy zbfidličnatělého šedozeleného až tmavozeleného hadce. Tento hadec je pozoruhodný obsahem velmi hojného na povrchu horniny zcela oxidovaného na limonit, uvnitř hmoty horniny částečně zvětralého minerálu o velikosti zrn 2-4 mm. Determinace tohoto minerálu se v současné době provádí společně s podrobným chemickým a mineralogickým studiem této horniny. Hadec u Krchleb rovněž místy obsahuje mastek a ojediněle horninu prostupují cm žilky amfibolitového azbestu.

2. O p á l, Dlouhá Ves u Křížanova, 9 km ZJZ od Zábřehu n. M.

Lokalita se nalézá 600 m J až JJZ od obce Dlouhá Ves, v erozním zářezu na okraji lesa. Opál je zde geneticky vázán na úzký pruh ultrabazických hornin zábřežského krystalinika a vznikl jako reziduální produkt hadce při procesu serpentinizace. Opál byl nalezen v nepravidelně

bochníkovitých hlízách a jejich úlomcích. Největší nalezená opálová hlíza má rozměry 30x28x17 cm. Složení těchto hlíz je nehomogenní, vnitřní část je složena z vlastního jádra, tvořeného oválnými až kulovitými útvary z velmi světle šedého až zelenošedého šmouhovitého opálu s přechody do žluté až žlutohnědé barvy. Obal hlízy je pak tvořen kompaktní 1-3 cm kůrou světle šedozeleného až světle žlutozeleného opálu. Na lokalitě byly nalezeny i úlomky s výraznější a pestřejší barevností v odstínech žluté, krémové, červenohnědé a hnědé barvy. Z hlediska využití nemá tento opál ani vhodnou barvu ani homogenitu hmoty (místy porézni), i množství suroviny je velmi omezené na ojedinělé nálezy větších hlízovitých kusů. Obě lokality u Krchleb a Dlouhé Vsi jsou vázány na úzký pruh metamorfovaných bazických a ultrabazických hornin, kde jsou zastoupeny zelené břidlice, amfibolity a hadec. Směr polohy tohoto horninového komplexu je V-Z v délce asi 5 km mezi obcemi Krchleby a Petrušov, kde na povrchu terénu vystupuje v závislosti na sklonu osy vrásové struktury a erozního obnažení terénu.

3. Granát z amfibolitu od Hynčiny, 8 km ZJZ od Zábřehu n. M. Vzorky granátického amfibolitu byly odebrány asi 250 m J od okraje obce Hynčiny u silnice ve směru na Křížanov, ve výkopu pro patky sloupu el.

vedení. Amfibolit je tmavozelený, drobně až středně zrnitý s makroskopicky výraznými tmavočervenými zrny granátu, jehož obsah kolísá od 5 do 20 % hmoty horniny, v které tvoří nepravidelně rozptýlené až hustě soustředěné uspořádání. Velikost granátů většinou 1-3 mm, ojediněle až 5 mm, místy vytváří i línzovitě shluky větší než 1 cm. Základní mineralogické složení horniny: granát + plagioklas + amfibol. Granáty mají ve výbruse hypautomorfní až automorfní, částečně zakulacené omezení, jednotlivá zrna jsou velmi hustě rozpukaná. Některé pukliny jsou v úzké zóně vyplněny živcem. Hmoty granátů obsahuje ojedinělá drobná, xenomorfní, černá zrníčka titanitu a živce. Zrna granátů jsou dokonale izotropní. Mineralogicky je tvořen almandinem (62-63 %) s příměsí grossularové \pm 15 % a pyropové \pm 15 % složky. Analýzy tohoto granátu jsou v tabulce pod č. 3a, 3b, 3c.

4. Granát z erlánu od Hněvkova, 4,5 km Z od Zábřehu n. M.

Menší výchoz granáticko-pyroxenického erlánu se

nalézá 1 km S od Hněvkova, resp. 250 m od kóty 416, v levém břehu erozního zářezu bezejmenného přítoku potoka Nemilky. Granátický erlán je jemnozrný, šedozelené barvy s velmi dobře zřetelnými, hustě rozptýlenými červenými zrny granátu, jejichž velikost kolísá v rozmezí 0,5-3 mm. Základní mineralogické složení horniny: granát + pyroxen + křemen + živce (částečně sericitizovaný) + kalcit. Granát má ve výbruse xenomorfní, velmi nepravidelně zubaté, zcela ojediněle hypautomorfní omezení a velmi světle růžovou barvu. Zrna granátu jsou silně rozpukaná a jejich hmota obsahuje poměrně hojně drobná zrna pyroxenu, živce a křemene. Mineralogicky je složen téměř rovnoměrnou izomorfní směsí grossularové a almandinové složky. Analýzy jsou v tabulce pod č. 4a, 4b, 4c, 4d.

Veškerý výše popsany mineralogický a petrografický materiál je reprezentativně i kvantitativně (s možností dalšího zkoumání pro zájemce) deponován v geologických sbírkách Vlastivědného muzea v Olomouci.

Literatura:

Morávek R. (1995): Zpráva o geologicko-petrografických výzkumech v jižní části Zábřežského krystalinika. -Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 100-102. Brno.

NOVÝ NÁLEZ LATERITICKÝCH ZVĚTRALIN HADCŮ V BLÍZKOSTI JEMNICE NA ČESKOMORAVSKÉ VRCHOVINĚ

A new find of lateritic products of serpentinite weathering
near Jemnice, Czech-Moravian Upland

(33-214, Uherčice)

Pavel Ondráček¹, Zdeněk Losos²

¹Agentura ochrany přírody Brno, Lidická 25/27, 657 20 Brno

²Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Moldanubicum, serpentinite, Ni-laterite, nickel content

Během ověřování kontaminace půd v prostoru tzv. ženižně technických zářezů v bývalém hraničním pásmu byly zjištěny vysoké obsahy niklu, chromu a kobaltu na lokalitách v katastrech obcí Rancířov a Hluboká, okres Jindřichův Hradec, jižně od Jemnice.

Oblast je geologicky budována pestrou skupinou moldanubika. Převládající horninou této skupiny jsou biotitické a sillimanit - biotitické pararuly s cordieritem s přechody do migmatitů. V pararulách jsou hojné vložky biotitických granulitů, amfibolitů, hadců, skarnů a krystalických vápenců.

Vlastní studovaná lokalita leží na severním a západním svahu kóty 505 České lány, mezi obcemi Rancířov a Hluboká a státní hranicí (Obr.1). Orientačním terenním průzkumem bylo zjištěno, že jde o oblast

s rozvinutou zvětrávací kůrou hadce.

Vpichovací sondou byl sledován profil zvětrávací kůrou. Hnědá písčité hlína ve svrchní části profilu přecházela do hloubky ve světle zelený jílu s červenými smouhami. Z vrstvy zeleného jílu byly odebrány vzorky z hloubky 0.75 až 1 m a podrobeny silikátové analýze a stanovení obsahu niklu (tab.1). Obsahy niklu ve vzorcích zeleného lateritu dosahují hodnot 0.16 až 0.31 hm. v %Ni. Takové obsahy jsou běžné u nezvětralých hadců a peridotitů. Podle Smirnova (1983) jsou za ložiskové významné hodnoty považovány koncentrace nad 0.5 hm.% Ni. průměrné obsahy Ni v reziduálních lateritických ložiskách se pohybují okolo 1 % Ni a 0.03-0.07 % Co. Těto hodnotě se blíží některé analýzy půd v oblasti (Zezula et al. 1995), vyznačené na mapce

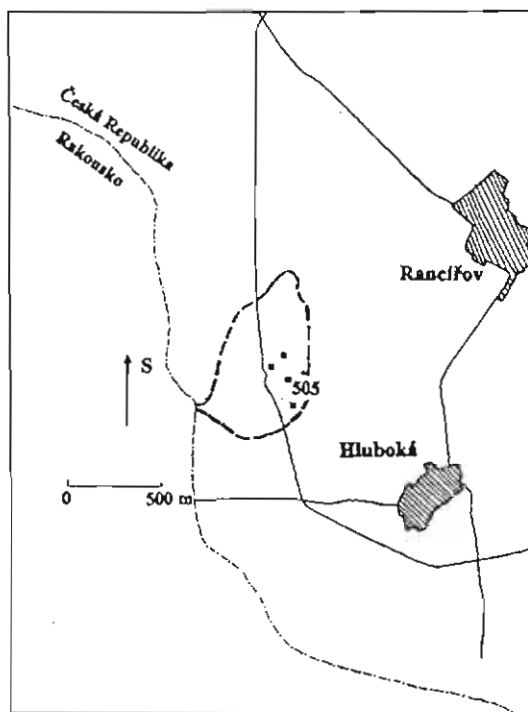
Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, Brno 1996

(obr.1). Maximální obsahy niklu (až 0,4 %) jsou soustředěny v hlubším zeleném horizontu, pod 0.75 m. Svrchní vrstva půdy do 0.5 m je niklem spíše ochuzená (0.08 - 0.1 hm. % Ni). Tato zonálnost rámcově odpovídá profilům typických Ni-lateritů. Silikátovými analýzami zelených jííl byly prokázány též zvýšené obsahy chromu v množství 0.09-0.27 hm.% Cr₂O₃.

Rozvoj zvětrávací kůry na tělese hadce dokumentují též minerály nalezené na povrchu ornice. Jedná se o různé barevné variety opálů, včetně nazelenalých opálů, které jsou pro zvětralinu hadců typické. Jejich zbarvení je způsobeno příměsí niklu. Dále jsme na lokalitě zjistili povlaky oxidů manganu a železa na úlomcích minerálů a zvětralin.

Primární horninu není možno na lokalitě nalézt. Hadec však vystupuje v obci Hluboká, kde byl zastižen při výkopech kanalizace a ovzorkován. Z výbrusu tohoto hadce je patrná typická smyčkovitá struktura serpentinu a pokročilé navětrání vzorku.

Závěrem je možné konstatovat, že zvýšené obsahy Ni, Co a Cr v půdách na sledované lokalitě nejsou antropogenního původu, ale jde o přirozenou akumulaci těchto kovů ve zvětralinách dosud neznámého hadcového tělesa. Zjištěný výskyt hadce nebyl zachycen při podrobném geologickém mapování v měřítku 1:25 000 (Jenček ed., 1983). Nejbližším známým tělesem hadců je výskyt v Županovicích, cca 3 km s. od popisované lokality.



Obr.1 Schematická mapka lokality s vyznačením oblasti Ni-lateritů. Čárkovaná linie (---) ohraničuje oblast, kde obsahy Ni v půdě přesahují 80 mg/kg (Zezula et al. 1995). Čtverečky lokalizují místa odběru analyzovaných vzorků zelených jííl.

Literatura:

Snímov V.I. (1983): Geologie ložisek nerostných surovin. - SNTL, Praha.

Zezula V. et al. (1995): Zpráva o výsledcích šetření kontaminace zemědělských půd v k.ú. Hluboká - Rancířov v roce 1995. - MS, Agentura ochrany přírody - SMEK Brno.

Základní geologická mapa ČSSR 1:25000. List 33-214 Uherčice, Jenček V. (ed.), Ústřední ústav geologický, Praha 1983.

VZOREK	H-2	H-3	H-4	H-5
-H ₂ O	11.20	7.82	7.68	10.09
+H ₂ O	4.75	5.19	4.72	4.44
SiO ₂	61.11	58.19	59.82	57.95
TiO ₂	0.14	0.27	0.44	0.23
Al ₂ O ₃	4.01	6.86	10.53	5.51
Fe ₂ O ₃	13.04	15.88	9.62	15.68
FeO	0.00	0.17	0.00	0.08
MnO	0.36	0.02	0.17	0.07
CaO	1.07	0.84	1.01	0.95
MgO	3.30	2.60	2.54	3.06
K ₂ O	0.08	0.26	1.43	0.03
Na ₂ O	0.05	0.06	0.71	0.13
CO ₂	0.71	1.19	0.98	1.00
P ₂ O ₅	0.05	0.13	0.08	0.11
Cr ₂ O ₃	0.11	0.27	0.09	0.27
Ni	0.31	0.19	0.16	0.27
suma	100.29	99.94	99.98	99.87

Tab.1. Výsledky chem. analýz zelených jííl. Anal. P. Kadlec v laboratořích Kat. mineralogie, petrografie a geochemie PFF MU v Brně

MINERALOGIE A LOŽISKOVÁ GEOLOGIE

MINERALOGY
AND ECONOMIC GEOLOGY

REGIONÁLNÍ ŠLICHOVÁ PROSPEKCE ČESKÉ REPUBLIKY

Regional heavy mineral prospecting of the Czech Republic

Miloš Abraham

GEOMIN družstvo, Znojemska 78, 586 56 Jihlava

Key words: regional heavy mineral prospecting, heavy mineral concentrate samples, catchment areas, Atlas of heavy mineral concentrates of the Czech Republic

Abstract

The regional heavy mineral prospecting is realized in the Czech Republic from the second half of sixtieth. In the course of 30 years, 85 000 heavy mineral concentrate samples were collected and treated, covering nearly 90 % of the territory of the Czech Republic. The results of heavy mineral prospecting are successively presented in the form of heavy mineral concentrate maps on the scale of 1 : 50 000 (1. version on Sn-W mineralization, 2. version on Au, Hg and base metal mineralization) and in the form of Atlas of heavy mineral concentrates of the Czech Republic by individual map sheets 1 : 200 000. Atlas includes 19 map-sheets. Each of them comprises 23 distribution maps of minerals and 12 distribution maps of chemical elements in fine fraction of concentrates. The processing of the whole area will be rounded off in this way in 1997.

Úvod

Šlichová prospekce zaujímá významné místo v komplexu geochemických prospekčních metod. Informace o distribuci těžkých minerálů v recentních sedimentech vodních toků lze využít jak pro přímé vyhledávání různých druhů rudních i nerudních surovin, tak pro výzkumné studie petrologické, geochemické, metalogenetické a zejména pro prognózní ocenění surovinového potenciálu území. Aktuální je využití některých informací ze šlichové prospekce v ekologii.

Systematická regionální šlichová prospekce byla v České republice zahájena v polovině 60. let. V průběhu 30 let bylo touto metodou postupně pokryto cca 90 % území republiky. Zatímco způsob odběru vzorků byl po celou dobu stejný, metodika laboratorního vyhodnocení a zpracování výsledků se postupně vyvíjela až na dnešní úroveň. Výsledky šlichové prospekce jsou prezentovány v měřítku 1 : 50 000 a 1 : 200 000.

Odběry vzorků

Na území České republiky bylo v období 1965 - 1994 v několika etapách odebráno 85 000 šlichových vzorků. Neovzorkována zůstala pouze centrální část české křídové pánve, neogén vídeňské pánve a část karpatské předhlubně. Hustota vzorkování na většině území je přibližně 1 vzorek/km², nejvýše 4 vzorky/km². Vzorky o konstantním objemu 10 litrů byly odebírány z recentních nevytřídných sedimentů aktivních vodních toků, někde i z občasných toků, popř. z deluvií. Po zrnitostní úpravě na síť 2 mm byl vzorek vyrýžován do "šedého" koncentrátu.

Příprava vzorků k analýze

Šlichové koncentráty byly síťovány na síť 0,15 mm. Jemná frakce < 0,15 mm byla po rozetření na analytickou jemnost předána k OES analýze. Frakce 0,15 - 2 mm byla magnetickou separací rozdělena na ferromagnetickou, paramagnetickou a nemagnetickou frakci. Lehký podíl z nemagnetické frakce byl odstraněn separací v bromoformu. Pro spolehlivou identifikaci

některých obtížněji stanovitelných minerálů byly provedeny barvicí testy (baryt, kasiterit a wolframit).

Mineralogická analýza šlichů

Základní metodou vyhodnocení šlichových vzorků je kompletní semikvantitativní mineralogická analýza. Jejím účelem je určení všech složek koncentrátu těžkých minerálů a vyjádření jejich množství v obsahových třídách v g/m³ odebraného sedimentu. Analyzována je pouze paramagnetická a nemagnetická frakce. Určení minerálů a zjištění jejich množství se provádí pod binokulárním stereoskopickým mikroskopem. Některé minerály jsou určovány ve skupinách označených souhrnným názvem (amfiboly, pyroxeny, granáty). Problematické minerály se určují polarizačním mikroskopem nebo jsou identifikovány za pomoci OES, mikrosondy nebo RTG analýzy. Scheelit je určován po ozáření UV světlem. Kontrolní analýzy jsou prováděny u 3 % vzorků.

Spektrální analýza frakce < 0,15 mm

Jemné frakce koncentrátů těžkých minerálů byly analyzovány metodou optické emisní spektroskopie na spektrografu Q - 24 (do roku 1973) a PGS - 2. Semikvantitativní koncentrace prvků byly vizuálně odečteny podle stupně zčernání spektrálních čar (stupně SPD 1 - 22) a pomocí kalibrované stupnice převedeny na hodnoty ppm. Do analyzovaného souboru byly pravidelně zařazovány tři standardní vzorky, podle nichž byla kontrolována úroveň stanovení jednotlivých prvků. Semikvantitativně byly vyhodnoceny prvky Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Co, Cr, Hg, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Pt, Sb, Sn, W, Zn, Zr.

Zpracování a prezentace výsledků šlichové prospekce

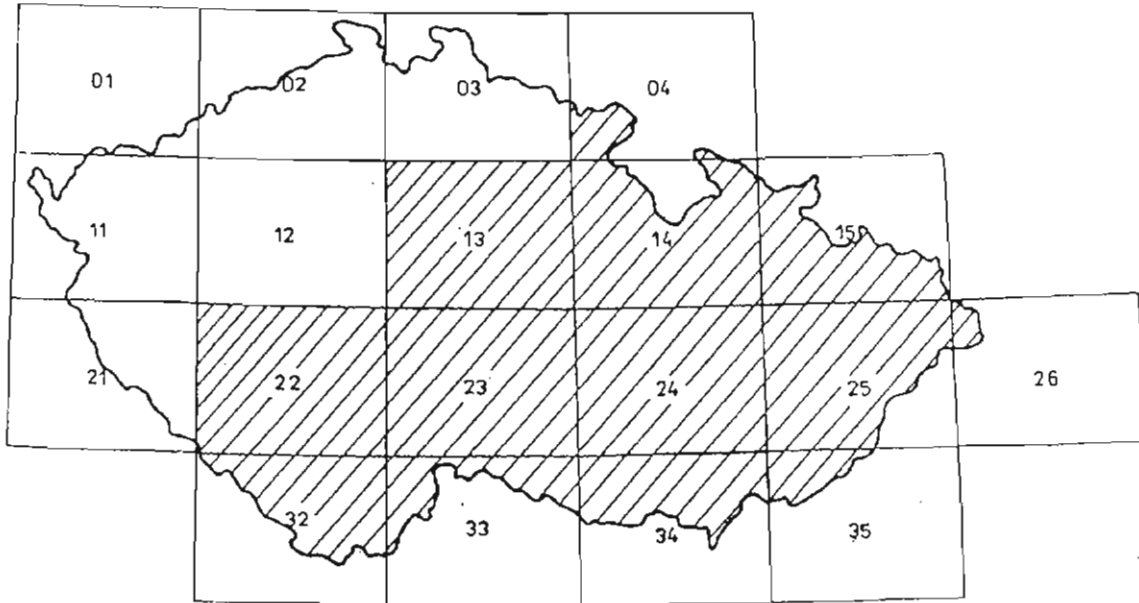
Šlichové mapy 1 : 50 000 jsou nejdůležitější součástí dokumentace regionální šlichové prospekce. Kromě polohopisu, výškopisu a hydrografické sítě obsahují vzorkovací schéma, výsledky analýz vybraných minerálů (kasiterit, scheelit, wolframit - I. varianta, zlato, cinabarit,

baryt, pyrit a další - 2. varianta) a hranice zdrojových (snosových) oblastí šlichových anomálií. K mapám přísluší katalog anomálií. Jednotné vyhodnocení pro celé území bude postupně dokončeno do roku 1997.

Výsledky regionální šlichové prospekce jsou od roku 1993 postupně zpracovávány ve formě šlichového atlasu České republiky po jednotlivých mapových sekcích v měřítku 1 : 200 000. Atlas obsahuje 23 map distribuce

s vyznačením ložiskových a minerálních indicií a mimorámovými údaji (nápisy, klad listů, histogramy, legenda).

Šlichový atlas České republiky zahrnuje celkem 19 mapových sekcí 1 : 200 000. V současné době jsou vytištěny listy 04, 13, 14, 15, 22, 23, 24, 25, 26, 32, 33, 34 a 35. Zbývající listy (01, 02, 03, 11, 12 a 21) budou dokončeny do konce roku 1997.



Obr. 1 Sekce map 1 : 200 000 vydané v rámci "Šlichového atlasu České republiky" k 31.12.1995 (vyznačeno šrafou).

vybraných minerálů (amfiboly, anatas, andalusit, baryt, epidot, granáty, ilmenit, kasiterit, kyanit, monazit, pyrit, pyroxeny, rutil, scheelit, sillimanit, spinelidy, staurolit, titanit, turmalín, wolframit, xenotim, zirkon, zlato) a 12 map distribuce vybraných chemických elementů analyzovaných v jemné frakci (Ag, As, Au, Bi, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, W, Zn).

Mapy distribuce minerálů a prvků jsou složeny ze dvou základních vrstev. První vrstva zahrnuje vlastní obraz distribuce a je vykreslena barevně počítačovou grafikou (plošnou šrafurou). Metodika vykreslení distribuce proměnných je podrobně popsána v dílčích závěrečných zprávách (Abraham et al. 1994 a 1995). Druhá vrstva v mapách distribuce je reprezentována strukturně - geologickým schématem

Interpretace a využití výsledků

Výsledky jednotlivých etap byly zhodnoceny v závěrečných zprávách. U některých ložiskově významných minerálů (zlato, kasiterit, scheelit, wolframit, fluorit, sfalerit, baryt, granáty, andalusit aj.) byl vyhodnocen prospekční význam zjištěných anomálií, projektovány a provedeny následné vyhledávací práce a nalezena nová ložiska. Výsledky přispěly také k novému zpracování metalogeneze a k popisu aktuálního stavu některých složek životního prostředí. Komplexní a souhrnná interpretace založená na využití všech postupně získaných údajů bude součástí závěrečného zpracování v roce 1997.

Literatura:

- Abraham M. et al. (1994): Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol III - Českomoravská vrchovina, dílčí úkol I - Flyš. - MS MH ČR. Praha.
 Abraham M. et al. (1995): Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol IV - Vymezené prostory, dílčí úkol V - Orlické hory. - MS MH ČR. Praha.

ŽELEZNORUDNÝ VÝSKYT U VRANOVÉ LHOTY

An iron ore occurrence near the village of Vranová Lhota
(Central Moravia)

(24-21, Jevíčko)

Oldřich Červinka, Bohuslav Fojt

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PpF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Fe - ores, paragenesis

V posledních letech vzrostl zájem o nové geologické zhodnocení území mezi Mohelnicí, Litovlí a Moravskou Třebovou. V této oblasti se nachází i řada dříve těžných rudních ložisek (Květin, Řepová, Vranová Lhota a j.), jejichž genetická pozice je dosud, až na výjimky, málo známá.

Těžba drobných ložiskových kumulací v okolí Vranové Lhoty podmínila vznik železnorudného hamru v této oblasti již v 16. století. Provoz hutě byl zastaven roku 1882. Od roku 1902, kdy Kretschmer interpretoval celý komplex hornin s Fe-rudami jako izolovanou kru devonu (a tím paralelizoval zrudnění s jesenickými a drahanskými rudami typu Lahn-Dill) se nikdo k této problematice nevyjádřil. Reinterpretace výsledků diplomní práce O. Červinky, která byla zpracována z iniciativy B. Koverdýnského z ČGU Jeseník (Červinka 1987) je předmětem následného stručného sdělení.

Ačkoliv historická data uvádějí těžbu železných rud na několika lokalitách kolem Vranové Lhoty, lze dnes konstatovat zbytky důlních děl pouze na území tzv. Roveňského dolu, přibližně 1.7 km západně od obce Vranová Lhota. Ze 4 štol jsou pro přímá pozorování přístupné jen 3, a jen jedna zastihla zrudněnou zónu. Ostatní údaje byly získány z umělého odkopu výchozu zrudnění a z haldového materiálu.

Podle mapy uveřejněné Hanžlem a Němečkovou (1995) se rudní pole Roveňského dolu nachází na území „křemenných mírovských konglomerátů mohelnického souvrství“ nedaleko tektonické hranice se „zelenými břidlicemi až amfibolity, převážně mylonitizovanými“. Všechna výše uvedená důlní díla nafárala v dané oblasti horniny psamitického a aleuritického charakteru. Vlastní Fe zrudnění se vyskytuje v horninách, které je možno označit jako slabě metamorfované bazické tufy.

Psamity: Jde o monomiktální křemité pískovce (zrna křemene 0.3-0.5 mm), jejichž pórový tmel tvoří velmi jemné agregáty jehličkovitého stilpnomelanu s podřadně zastoupených chloritem (podle rtg. analýz ripidolitem). V některých vzorcích je značně zastoupen železitý tmel.

V menším množství se na lokalitě Fe rud vyskytuje drobový pískovec. V minerálním složení převládají zrna plagioklasů (An_{10-12}) nad K-živcem a křemenem. Živce jsou ostrohrannější než subangulární křemen. Méně jsou zastoupeny lišty muskovitu, zaoblené úlomky křemence a chloritických, blíže neidentifikovatelných hornin. Tmel tvoří jemný agregát křemene, světlých slíd a chloritu. Z akcesorických minerálů se v obou typech objevují

porůznu zirkon, shluky rutilu, apatit a magnetit.

Psamity mají většinou masivní texturu s makroskopicky málo zřetelnými s-plochami. V mikroskopických preparátech, zvláště u vzorků drobových pískovců je patrné tvarové protažení klastických součástek v plochách vrstevnatosti. Měřením přednostní orientace optických os křemene bylo zjištěno, že vnitřní stavba pískovců je podle Wisteliova testu na hranici mezi izotropií a anizotropií.

Aleurity: Klastické součásti jsou tvořeny zřetelně protaženými zrny křemene, úlomky živců a slíd s převládajícím podílem velmi jemné tmelové matrix složené ze sericitu s malým zastoupením chloritu, ojediněle i křemene. Obsah akcesorií je shodný s psamity, navíc přistupuje opakní (grafitický ?) pigment a pyrit. Horniny lze označit jako prachovce.

Všechny horniny protínají pukliny podél nichž postupují žilky křemene, chloritu, místy spolu s albitem.

Charakteristika zrudnění:

Zrudnělá poloha o mocnosti 20-30 cm, která byla sledována v umělém odkryvu, má v nadloží stilpnomelanový pískovec, v podloží tenký (cca 5 cm mocný) proplástek aleuritu a níže v podloží opět pískovec. V úpadní (26 m dlouhé) štoli, která sleduje v celé mocnosti cca 2 m zrudnění, je v nadloží prachovec. Podložní hornina pod počvou štoly není známa.

Podle mikroskopické charakteristiky je zrudnění vázáno na málo mocné horninové interpozice bazických metatufů v sedimentárním souvrství. Na složení metatufu se podílí v nezrudnělých částech jemnozrný chlorit a jehličkovitý, blíže neurčený amfibol. Horninu je možné v negenetickém slova smyslu označit za amfibol-chloritickou břidlici.

Vlastní rudniny ve výše uvedených horninách jsou tvořeny vtrošeninami až téměř celistvými čočkami magnetitu (s individuí od 0.0X do 0.X mm), martitizovaného magnetitu a obláčkovitými agregáty velmi jemnozrného (zrna pod 0.0X mm) hematitu. Navíc přistupuje chlorit (thuringit, chamosit) a ferrostilpnomelan. Smouhovité až jemně vrstevnaté rudy jsou provázány někdy velmi jemnozrným křemenem, zrna i agregáty albitu ($An_{4,6}$) a drobnými individuí biotitu. V rudninách se živcem, stilpnomelanem a magnetitem byly zjištěny relativně zvýšené obsahy akcesorického zirkonu. V rudninách se nezřídka objevují ooidy chloritu s magnetitovými lemy atolového typu, většinou je však magnetit vyvinut automorfně. Zajímavým zjištěním je

přítomnost magnoferrospinelu v jádrech některých automorfních magnetitů. Podobný případ popsal Kleinwächter (1982) z lokality železných rud na Javorovém vrchu u Malé Morávky (typ Lahn-Dill).

Výskyt železných rud u Vranové Lhoty je z hlediska minerálního složení a paragenese značně podobný málo metamorfovaným ložiskovým kumulacím

Hornomoravského úvalu v okolí Uničova. Rozsah rudních projevů je zde však nesrovnatelně menší. Chemismus rudnin i čistě vyseparovaných magnetitů nevybočuje z rámce možností interpretovat dané zrudnění jako projev mineralizace typu Lahn-Dill. Z této pozice lze paralelizovat Fe-zrudnění u Vranové Lhoty s obdobnými ložiskovými projevy Jeseníků a Dražanské vrchoviny.

Literatura:

Červinka O. (1987): Paragenese železnorudného výskytu u Vranové Lhoty. - MS, diplomová práce, PŘF UJEP, Brno.

Hanžl P., Němečková M. (1995): Předběžné výsledky mapování svinoško-vranovského krystalinika pro mapy 1: 50 000 Jevíčko a Mohelnice. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994: 86-89. Brno.

Kretschmer F. (1902): Die nutzbaren Minerallagerstätten der archaischen devonischen Inseln Westnährens. - Jb. d. k.k. Geol. Reichsanst., 52: 21-56. Wien.

OBSAHY KOBALTU A NIKLU V PYRITECH JESENICKÝCH SULFIDICKÝCH STRATIFORMNÍCH LOŽISEK – INDIKÁTORY METAMORFNÍHO PŘEPRACOVÁNÍ RUDNIN

Cobalt and nickel content in the Jeseníky ore deposits pyrites –
indicators of metamorphic ore changes

Bohuslav Fojt, Josef Zeman

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PŘF MU, Kottlářská 2, 611 37 Brno

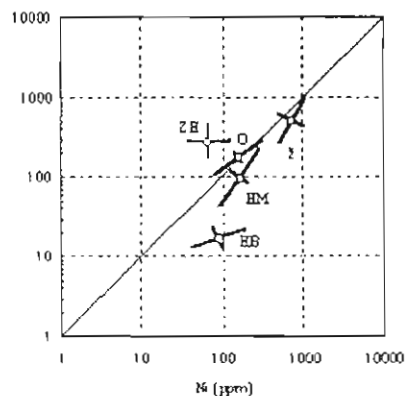
Key words: cobalt, nickel, pyrite, ore deposit, metamorphic processes

Stratiformní sulfidická ložiska moravskoslezských Jeseníků jsou soustředěna v devonské skupině šternbersko-hornobenešovské (Horní Benešov) a vrbsenské (Zlaté Hory, Horní Město a Oskava) při východním okraji Českého masívu. Vulkanosedimentární horninové sekvence s ložiskovými kumulacemi byly postiženy polyfázovou hercynskou metamorfózou a deformací (Cháb et al. 1992). Rudy částečně nebo úplně rekrystalovaly, některé z nich byly redeponovány. Ložiska jsou přiřazována ke známým rudním lokalitám rhenohercynských variscid. Geotektonickou pozici území lze s největší pravděpodobností interpretovat jako rifting s počáteční tvorbou kontinentální kůry (Přichystal 1992).

I když v jednotlivých ložiskových komplexech kolísá zastoupení hlavních užitkových složek (Zn, Pb, ±Cu, ±Ag, ±Au), všem je společný převládající podíl pyritu. Tento sulfid je také jediným minerálem, který v daném území může svým mikrochemismem podpořit určité genetické poznatky zjištěné jinými metodami geologického výzkumu. Hlavními topominerálními prvky pyritů jsou kobalt a nikl. Jejich obsah a vzájemný poměr může pomoci k dešifrování stupně metamorfního ovlivnění rudnin, což již naznačil Hegemann (1943)

a potvrdily práce Cambela a Jarkovského (1967).

Na základě 513 kvantitativních spektrálních analýz, provedených v Ústavu nerostných surovin v Kutné

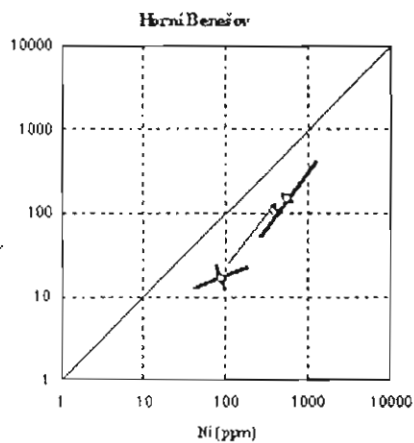
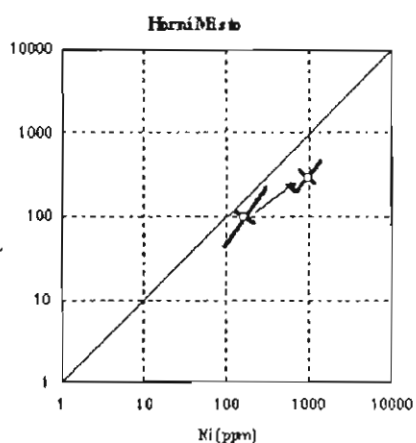
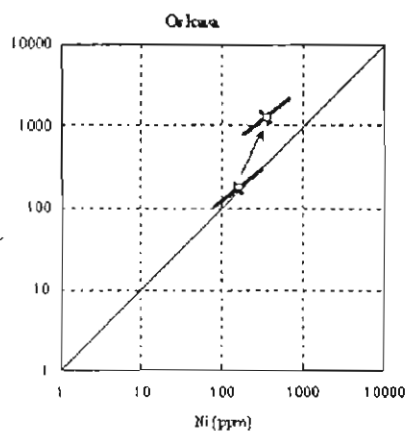
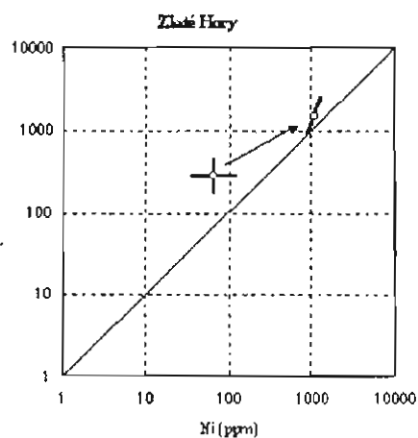


Obr. 1 Souborný diagram průměrných obsahů Co a Ni (geometrický průměr - prázdný kroužek) se znázorněním os elipsy rozptylu (silně, na sebe kolmé úsečky). ZH - Zlaté Hory, O - Oskava, HM - Horní Město, HB - Horní Benešov, Ž - postmetamorfní žilky „alpské paragenese“

	<i>n</i>	<i>x_g</i>		<i>r_{Ni,Co}</i>	<i>min</i>		<i>max</i>		<i>x_{Co/Ni}</i>
		Ni	Co		Ni	Co	Ni	Co	
ZH	271	67,2	277,5	0,015	8	23	1470	3160	4,1
OSK	23	161,4	173,6	0,883	20	10	1270	950	1,1
HM	90	167,8	97,2	0,832	10	10	2000	3000	0,5
HB	98	89,5	16,6	0,531	6	4	1600	150	0,2
V _n	31	732,3	514,0	0,481	41	10	3800	3700	0,7

Tab. 1 Pyrity – základní statistické údaje (Ni, Co)

ZH - Zlaté Hory, OSK - Oskava, HM - Horní Město, HB - Horní Benešov, V_n - postmetamorfnní žilky „alpské parageneze“, *x_g* - geometrický průměr, *r_{Ni,Co}* - koeficient korelace, *min* - minimální hodnoty, *max* - maximální hodnoty, *x_{Co/Ni}* - podíl geometrických průměrů



Obr. 2 Porovnání obsahu kobaltu a niklu horninových pyritů a pyritů „alpských žilek“ pro ložiska: 2a - Zlaté Hory, 2b - Oskava, 2c - Horní Město, 2d - Horní Benešov. Šipka vždy směřuje od rudninových pyritů k pyritům „alpským“.

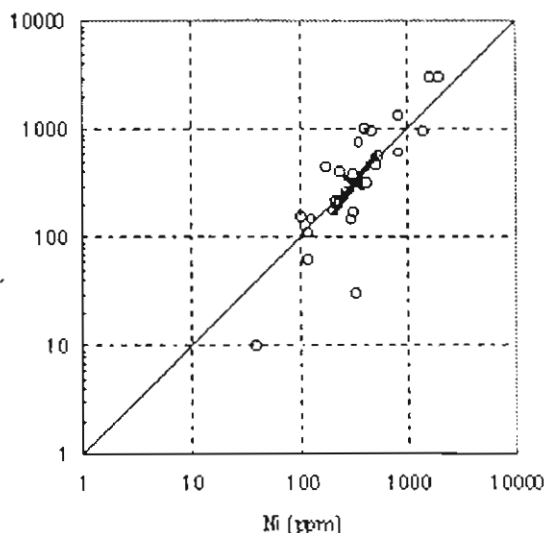
Hoře, jsme se pokusili podle metody zavedené Beloninem a Golubovou (1982) srovnat výše zmíněná ložiska na základě obsahu a poměru kobaltu a niklu v pyritech. V jesenické oblasti byla tato metodika již dříve použita Hakovou et al. (1984). Tabeleární přehled výsledků je uveden v tab. 1.

Zlaté Hory: relativně nejvýše metamorfované ložiskové území – facie zelených břidlic, zóna chloritová

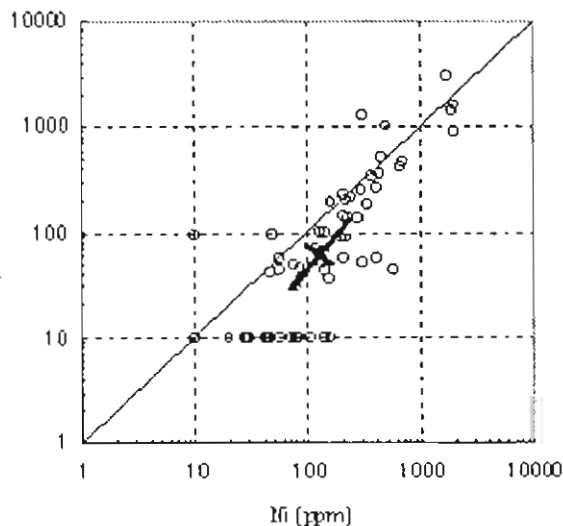
Z obr. 2a, 2b, 2c a 2d je zřejmé, že pyrity tzv. „alpských žil“ a žilek, jejichž matrix je konsolidovaným metamorfním mobilizátem stratifonního zrudnění i okololožiskových hornin, se tímto procesem obohacují jak kobaltem, tak niklem (poněkud více druhou komponentou). Jde v tomto případě o opačný poznatek než uvádí Bralía et al. (1979).

Je zřejmé, že na obsahy Co a Ni v pyritech má vliv

Pyrity intermediálních vulkanosedimentů



Pyrity keratofyrů a jejich pyroklastik



Obr. 3 Porovnání obsahů kobaltu a niklu v pyritech Horního Města. 3a - pyrity rudnin v intermediálních vulkanosedimentárních horninách, 3b - pyrity rudnin v keratofyrech a jejich pyroklastikách. Prázdné kroužky - obsahy kobaltu a niklu v jednotlivých vzorcích, černý kroužek - průměrné hodnoty, úsečky - hlavní a vedlejší osa elipsy rozptylu.

až biotitová. Nejvyšší poměr Co/Ni ~ 4,1; velmi nízký koeficient korelace ($r = 0,015$)

Oskava: níže metamorfované ložiskové území – vyšší facie zelených břidlic. Nižší poměr Co/Ni ~ 1,1, relativně vysoký koeficient korelace ($r = 0,883$)

Horní Město: intenzita metamorfózy ložiskového území odpovídá facii zelených břidlic, typické chloritové zóně. Nižší poměr Co/Ni ~ 0,5, koeficient korelace blízký Oskavě ($r = 0,832$)

Horní Benešov: relativně nejnižší metamorfované ložisko – nízká facie zelených břidlic se znaky zeolitové subfacie. Nejnižší poměr Co/Ni ~ 0,2; nízký koeficient korelace ($r = 0,531$)

Obr. 1 ukazuje vzrůstající zastoupení Co v pyritech s přibývajícím intenzitou metamorfózy; obsahy Ni se mění méně nápadně.

i hostitelské prostředí rudnin, což dokumentuje příklad z ložiskové oblasti Horního Města (obr. 3a a 3b). Soubor 3a představuje pyrity ze zrudnění v intermediálních, soubor 3b v kyselých metavulkanitech a je doprovázejících metamorfovaných pyroklastických horninách. Pozice projekčních bodů v diagramech odpovídá obecným geochemickým poznatkům (vyšší obsahy Co a Ni v bazičtějších vulkanitech a jejich tufech).

Výše uvedené výsledky podporují názory na to, že v jesenické rudní oblasti:

1. s intenzitou metamorfní rekrystalizace pyritů se zvyšují hodnoty poměru Co/Ni
2. na obsahu Co a Ni má svůj podíl charakter horninového hostitelského prostředí
3. v postmetamorfních pyritových mobilizátech se koncentruje relativně největší množství Co a Ni.

Literatura:

- Belonin M.D., Golubeva V.A. (1982): Faktornij analiz v geologii. – Nedra 266. Moskva.
 Bralía A., Sabatini G., Troja F. (1979): A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. – Min. Depos., 14, 353-374. Berlin.
 Cambel B., Jarkovský J. (1967): Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. – VSAV Bratislava.
 Haková M., Kvaček M., Rajlich P. (1984): Distribuce kobaltu a niklu v pyritech, pyrhotitech a chalkopyritech sulfidických ložisek Hrubého a Nížkého Jeseníku. – Acta Montana, 67, 23-40. ČSAV, Praha.

ŠLICHOVÁ PROSPEKCE V OKOLÍ LUHAČOVIC

Heavy minerals prospecting in wider surroundings of Luhačovice

(25-34, Luhačovice)

Miroslava Gregerová, Jiří Rybák

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: heavy minerals prospection, gold, anomaly, geochemistry

Příspěvek vychází z diplomové práce, která byla zaměřena na zhodnocení asociace těžkých minerálů a některých prvků na území dosahujícím téměř velikosti listu mapy 1 : 25 000 (list 25-341 Provodov, 25-342 Vlachovice-Vrbětice, 25-343 Luhačovice, 25-344 Slavičín) v okolí města Luhačovic. Zdrojem pro získání dat byl odběr šlichových vzorků na vodní síti v této oblasti. Odběr byl proveden ve dvou etapách - první skupinu 90 vzorků poskytla základní šlichová prospekce v regionálním měřítku a s odstupem jednoho roku bylo na vymezeném území odebráno v průběhu sezóny 132 nových vzorků.

Výsledkem studia byly mapy odběrů šlichů s vyznačeným obsahem pro každý minerál a prvek. Detailním srovnáním obou skupin dat bylo zjištěno, že se tyto od sebe významně liší. Pro vybrané minerály byly zhotoveny samostatné mapové podklady, obdobně bylo postupováno při vyhodnocování prvků.

S použitím základních statistických charakteristik obou souborů byla určena mez anomaly a ve výsledných mapách byly podle vžitých pravidel vyznačeny anomální oblasti jejich výskytu.

V horní části toku menšího potoka severně nad Luhačovicemi bylo v několika vzorcích objeveno minerální zlato v podobě mikroskopických zlatinek. Mikroanalytickým rozbořem bylo zjištěno, že tenká vrstvička na jejich povrchu je vysoce ryzí (obsah stříbra v těchto partiích byl vždy pod mezí detekce), zatímco vnitřní část, která nepřišla do styku s povrchovými podmínkami je slitinou zlata a stříbra s obsahy Au okolo 66 %. Abraham et al. (1994) uvádějí podobný charakter zlatinek i u nálezů z jiných částí flyšového pásma. Přítomnost ryzí vrstvičky, struktura povrchu zlatinek i umístění vzorků v nejvyšší části toku dokazují, že místo nálezů zlatinek není daleko od původního místa výskytu.

Kromě zlata byl na dolním toku určen ve dvou vzorcích cinabarit. Je možné, že tato asociace zde indikuje mělce podpovrchovou vulkanickou horninu (andezit?). Poprvé byl cinabarit na Moravě určen v asociaci minerálů ve velkolomu Bučník v roce 1968 (Fojt - Krutá 1969). Byl také nalezen v náplavech potoka Koménky mezi Bojkovicemi a Komňou, kde se jedná zřejmě o aureolu andezitových žil, ale také v okolí Luhačovic, Zlína aj. (Černý 1958). Také aluvia toků kolem Vihorlatu na východním Slovensku obsahují cinabarit spolu s dalšími minerály charakteristickými pro zdejší neovulkanity (Slávik 1973).

Nejbližší odtud byla vulkanická hornina popsána přímo z Luhačovic z hloubky 10 metrů. Jednalo se o amfibolový andezit (Zapletal 1932). Další výskyty vulkanitů jsou známy až z bánovsko - bojkovické oblasti.

Z ostatních minerálů byl u dvou vzorků v horních tocích dalších přítoků určen arzenopyrit, dále cerusit a v jednom případě galenit. Z prvků, zjišťovaných semikvantitativní spektrální analýzou, bylo ve šlichu na tomto toku identifikováno Au - ve dvou vzorcích, W - celkem v 8 vzorcích, Hg - v jednom vzorku, As - ve 13 vzorcích, Sb - v 5 vzorcích a Ag - ve všech studovaných vzorcích. (Černý 1958) uvádí výskyt žilek s pestrým polymetalickým zrudněním malého rozsahu, které byly v roce 1954 nalezeny při těžbě andezitu na Bučníku u Komně. Byly tvořeny křemenem, karbonáty a malým množstvím sulfidů - hlavně pyritem, markazitem, arzenopyritem, pyrrhotinem, galenitem, sfaleritem a molybdenitem. Z nich podle Černého vznikly sekundárně cerusit, wulfenit a skorodit. Černý zde uvádí z okolí žilek projevy slabé propylitizace. Jarkovský - Bejka (1987) uvádějí vysokou frekvenci zlatopozitivních šlichů v magurském a příbradlovém flyši na východním Slovensku. Pokud je výskyt těchto minerálů skutečně důsledkem přítomnosti tělesa nebo několika těles neovulkanitů (pravděpodobně andezitu), je překvapivé, že ve všech vzorcích z povodí tohoto menšího toku je zřetelně nízký obsah horninotvorných minerálů - především amfibolu a pyroxenu, pro andezity tak typických spolu s nízkým zastoupením granátu.

Vzhledem k malému rozsahu území nebyly v mapových přílohách zhodnocovány snosové oblasti běžných horninotvorných minerálů. V některých případech byl zjištěn, při srovnání obou skupin odběrů, nápadný rozdíl jak v obsazích jednotlivých minerálů tak i prvků. Jindy byl charakter distribuce v obou skupin téměř shodný.

Pro orientaci dalších možných směrů studia šlichů v zájmové oblasti, byla přiložena i základní mapu Bouguerových gravimetrických anomálií (Geofyzika a.s. 1995). Z ní lze vyčíst známý a logický fenomén - gradient snižování tíže směrem od Českého masívu do oblasti Karpat, který je způsobený „ponožováním“ krystalického podkladu pod lehčí flyšové horniny. Tíhové izoliny spojují místa se stejnou hodnotou tíže, a proto pokud dojde v jejich průběhu k vyklenutí, lze soudit na hlubší geologickou stavbu. Jistý druh porušení průběhu těchto izolinií a tím i náznak anomálií je patrný i v blízkosti

Luhačovic. Mapa je vhodná jen k základní orientaci, bylo by třeba sloučit dostupná geofyzikální data s geologickou mapou území a také s tektonickým a strukturálním schématem a potom tyto výsledky vyhodnotit.

Nejvhodnější metodou indikace těles neovulkanitů v oblasti flyšového pásma by mohlo být letecké magnetometrické měření.

Literatura:

- Abraham M. et al. (1994): Regionální šlichová prospekce České republiky. Atlas map 1 : 200 000, list 25 - Zlin. -MS, Ministerstvo hospodářství ČR. Praha.
- Černý P. (1958): Propylitické rudní žíly a jejich nerosty v Komně u Bojkovic. - GSbSAV, 9, 300-323. Bratislava.
- Fojt B., Kruťa T. (1969): Das erste Vorkommen von Cinnabarit und Metacinnabarit in Mähren, ČSSR. - Acta Musei Moraviae, 53, 81-90. Brno.
- Geofyzika a.s. (1995): Mapa Bouguerových anomálií pro redukční hustotu 2,67 g/cm³ 1 : 25 000 - výstup z gravimetrického registru geofyzikální databanky. Brno.
- Jarkovský J. - Beňka J. (1987): Zlato v západných karpatoch, jeho geochemia, mineralogia, metalogenéza, ložiská. GÚDŠ Bratislava
- Slávik J. (1973): Metalogenéza a nerastné suroviny východoslovenského terciéru. - HPf, 67, 89.
- Zapletal K. (1932): Andesit v Luhačovicích. - Příroda 1932, 25, 4, 143. Brno.

RENTGENOMETRICKÝ VÝZKUM BARYTU Z RUDNÍCH LOŽISEK TYPU SEDEX A HYDROTHERMÁLNÍCH ŽIL V SEVEROVÝCHODNÍ ČÁSTI ČESKÉHO MASÍVU

X-ray powder diffraction study of barites
from the SEDEX type ore deposits and hydrothermal veins
in the northeastern part of the Bohemian Massif

Roman Hlávka¹, Dagmar Krausová¹, Jiří Zimák²

¹Katedra anorganické a fyzikální chemie PŘF UP, Křížkovského 10, 771 46 Olomouc

²Katedra geologie PŘF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

Key words: barite, unit-cell parameters, strontium, Bohemian Massif

Abstract

Thirteen barite samples with common low strontium contents (from 0.07 to 7.58 mol.% SrSO₄) from the SEDEX type ore deposits and hydrothermal veins in the NE part of the Bohemian Massif were studied with use of a diffractometer HZG 4/C. The calculations give the following unit cell data (in Å, resp. Å³): a = 8.821 to 8.874(2), b = 5.443 to 5.451(3), c = 7.125 to 7.150(4), V = 342.5 to 345.6(2). The relations between strontium content in barite (within the range 0-8 mol.% SrSO₄) and the unit cell parameters a, c and V (see fig.) can be described by the following linear equations: a = 8.877 - 0.0068y, c = 7.148 - 0.0032y, V = 345.6 - 0.41y, where y is strontium content in mol.% SrSO₄.

Rentgenometrický výzkum barytu byl proveden práškovou metodou pomocí difraktometru HZG 4/C (Freiberger Präzisionsmechanik, SRN) za těchto podmínek: Cu-zářeni, Fe-filtr, 40kV, 30mA, měření difrakčních úhlů v rozsahu 19-67°2τ, posuv 0,02°2τ, doba integrace 12s. Programem RENTGEN (vytvořeným L.Benešem v VŠCHT Pardubice v r. 1994) byla určena poloha difrakčních maxim aproximací Lorentzovou funkcí, extrapolací na vnější Si-standard; uvedeným programem byl proveden i výpočet mřížkových parametrů a objemu základní buňky s použitím vlnové délky Kα 1 = 1,54051 x 10⁻¹⁰ m.

K výzkumu bylo použito 13 vzorků barytu vybraných ze souboru 53 vzorků z lokalit

v severovýchodní části Českého masívu, v nichž byly již dříve stanoveny obsahy stroncia (Zimák 1989). Studovaný materiál pochází z rudních ložisek typu SEDEX v hornobenešovském revíru (vzorky HB-3 a HB-4) a zlatohorském revíru (ZH-11 a ZH-13), ale především z drobných žilných rudních výskytů i nezrudnělých hydrotermálních žil s barytem na lokalitách Nýznerov (NÝZ-1 a NÝZ-3), Hněvkov (HNĚ-3), Bohutín (BOH-3 a BOH-6), Petrov nad Desnou (PET-2), Uhřínov (UHŘ-1), Jindřichov (JIN-1) a Řepová (ŘEP-3) - základní mineralogickou charakteristiku vzorků a jejich přesnou lokalizaci uvádí Zimák (1987). Mřížkové parametry studovaných barytů jsou uvedeny v Tab. 1.

Ze struktury členů řady BaSO₄(baryt) -

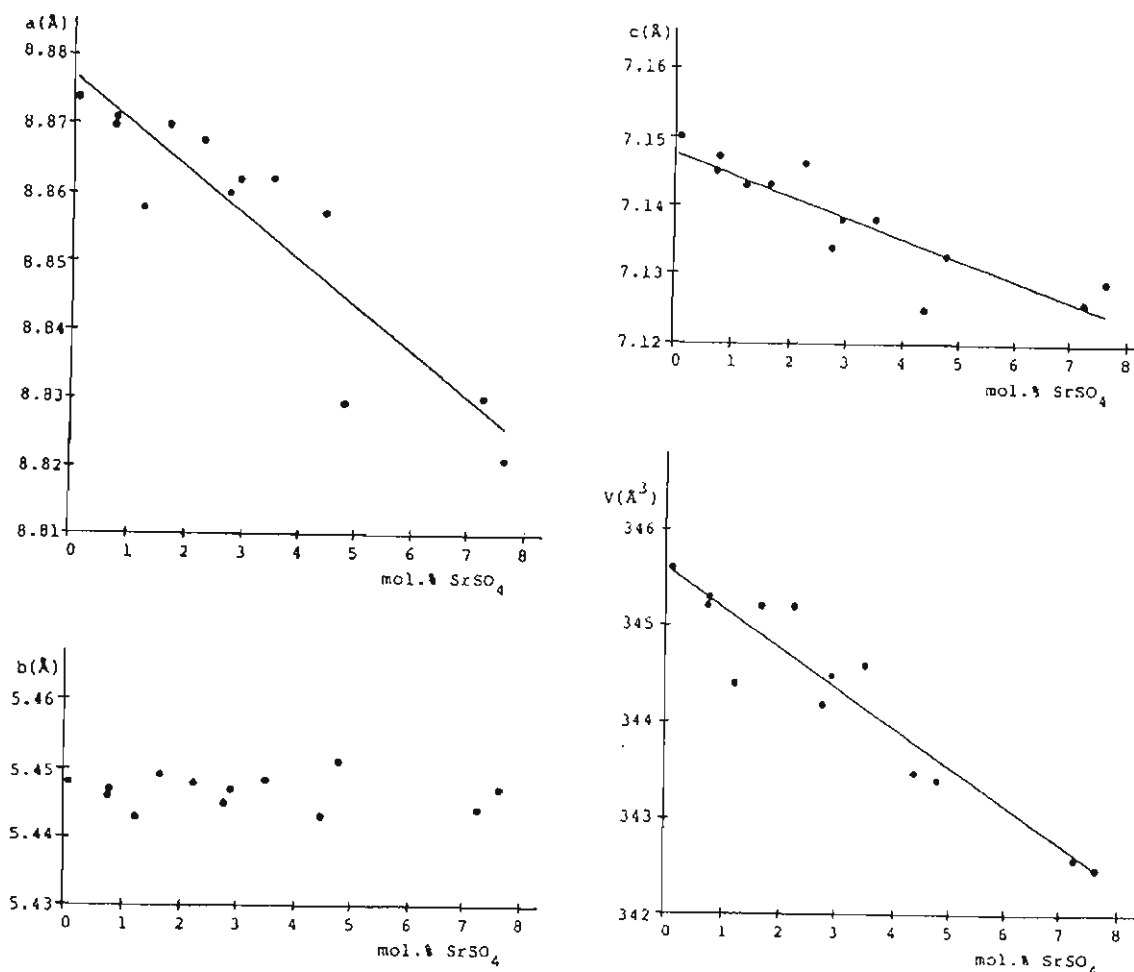
HB-4:	0,03 hmot.% SrO (0,07 mol.% SrSO ₄),	a=8,874(2),	b=5,448(2),	c=7,150(2),	V=345,6(2)
HB-3:	0,32 hmot.% SrO (0,72 mol.% SrSO ₄),	a=8,870(4),	b=5,446(3),	c=7,145(3),	V=345,2(3)
ŘEP-3:	0,33 hmot.% SrO (0,74 mol.% SrSO ₄),	a=8,871(2),	b=5,447(1),	c=7,147(1),	V=345,3(1)
BOH-3:	0,55 hmot.% SrO (1,24 mol.% SrSO ₄),	a=8,858(3),	b=5,443(2),	c=7,143(2),	V=344,4(2)
ZH-13:	0,74 hmot.% SrO (1,66 mol.% SrSO ₄),	a=8,870(2),	b=5,449(2),	c=7,143(2),	V=345,2(2)
JIN-1:	1,02 hmot.% SrO (2,29 mol.% SrSO ₄),	a=8,868(4),	b=5,448(3),	c=7,146(3),	V=345,2(3)
UHŘ-1:	1,23 hmot.% SrO (2,75 mol.% SrSO ₄),	a=8,860(2),	b=5,445(2),	c=7,134(2),	V=344,2(2)
ZH-11:	1,31 hmot.% SrO (2,93 mol.% SrSO ₄),	a=8,862(2),	b=5,447(2),	c=7,138(2),	V=344,5(2)
PET-2:	1,57 hmot.% SrO (3,51 mol.% SrSO ₄),	a=8,862(3),	b=5,448(2),	c=7,138(3),	V=344,6(2)
BOH-6:	1,99 hmot.% SrO (4,44 mol.% SrSO ₄),	a=8,857(4),	b=5,443(3),	c=7,125(4),	V=343,5(3)
HNĚ-3:	2,15 hmot.% SrO (4,79 mol.% SrSO ₄),	a=8,829(4),	b=5,451(3),	c=7,133(3),	V=343,3(3)
NYZ-1:	3,25 hmot.% SrO (7,21 mol.% SrSO ₄),	a=8,830(4),	b=5,444(3),	c=7,126(3),	V=342,6(3)
NYZ-3:	3,42 hmot.% SrO (7,58 mol.% SrSO ₄),	a=8,821(3),	b=5,447(2),	c=7,129(2),	V=342,5(2)

Tab.1 Obsah SrO (a jeho přepočet na mol.% SrSO₄), mřížkové parametry (v angstromech) a objem základní buňky (v angstromech) studovaných barytů

SrSO₄(celestin) je zřejmé, že zastupování barya stronciem způsobuje zmenšování parametrů základní buňky, a to hlavně parametru *a* a *c*. Rentgenometrickým výzkumem přírodních i syntetických členů řady baryt-celestin byla závislost mřížkových parametrů na obsazích stroncia potvrzena již např. Burkhardem (1973, 1978). Námí studované vzorky obsahují maximálně jen 7,58 mol.% SrSO₄, a proto se následující závěry týkají

pouze členů s výraznou dominancí Ba nad Sr (obecně jsou právě tyto členy baryt-celestinové řady v přírodě nejrozšířenější).

Z obrázku 1 je zřejmý vztah mezi obsahem stroncia (vyjádřeným v mol.% SrSO₄) a mřížkovými parametry barytu. Lze konstatovat, že v námí studovaných barytech s 0,07 až 7,58 mol.% SrSO₄ se s rostoucím obsahem stroncia snižuje velikost mřížkových



Obr. 1 Vztah mezi obsahem stroncia (vyjádřeným v mol.% SrSO₄) a mřížkovými parametry barytu.

parametrů a a c . Proložené regresní přímky odpovídají rovnicím: $a = 8,877 - 0,0085x$, kde x je obsah stroncia v hmot. % SrSO_4 , resp. $a = 8,877 - 0,0068y$, kde y je obsah stroncia v mol. % SrSO_4 [koeficient korelace = 83 %], $c = 7,148 - 0,0039x$, resp. $c = 7,148 - 0,0032y$ [koeficient korelace = 79 %]. Ve shodě s teoretickými předpoklady i s výsledky Burkharda (1973, 1978) nebyla v našem souboru dat zjištěna žádná výraznější závislost mezi velikostí parametru b a obsahem stroncia. Vztah mezi objemem základní buňky a obsahem stroncia lze vyjádřit rovnicí $V = 345,6 - 0,52x$, kde x je obsah stroncia v hmot. % SrSO_4 , resp. $V = 345,6 - 0,41y$, kde y je obsah stroncia v mol. % SrSO_4 [koeficient korelace = 90%]. Výsledky provedeného

výzkumu ukazují, že z mřížkových parametrů a , c a také z objemu základní buňky barytu lze přibližně stanovit obsah izomorfně vázaného stroncia. Tuto metodu je možno využít např. při zpracování dat získaných při provádění rentgenometrické fázové analýzy hornin, v nichž je baryt přítomen v podstatném množství - údaje o obsazích stroncia odvozené z d -hodnot jednotlivých difrakčních linií (např. podle grafů Burkharda 1978) jsou podle našich poznatků velmi nepřesné a domníváme se, že v případě běžných barytů s relativně nízkými obsahy stroncia v poměrně úzkém intervalu od 0 do cca 10 mol. % SrSO_4 jsou odhady obsahu stroncia založené na porovnání jednotlivých d -hodnot prakticky nepoužitelné.

Literatura:

- Burkhard A. (1973): Optische und röntgenometrische Untersuchungen am System BaSO_4 - SrSO_4 (Baryt-Coelestin).- Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 53, 185-197.
 Burkhard A. (1978): Baryt-Coelestin und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura.- Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 58, 1-96.
 Zimák J. (1987): Mineralogicko-geochemický výzkum barytu jesenické oblasti (závěrečná zpráva pro ÚÚG).- MS, PFF UP Olomouc.
 Zimák J. (1989): Chemismus barytu jesenické oblasti.- Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brno., 19, 3 (Geologia), 139-142.

ŠLICHOVÁ PROSPEKCE NA ÚZEMÍ FLYŠOVÉHO PÁSMÁ ZÁPADNÍCH KARPAT

Heavy mineral prospecting at the territory of the West Carpathians Flysch Belt

Pavel Hranáč

GEOMIN družstvo, Znojemská 78, 586 56 Jihlava

Key words: *Flysch Belt of the West Carpathians, catchment areas, heavy mineral concentrate anomalies, Rača Unit of the Magura Nappe, Subsilesian and Silesian Nappes*

Abstract

The regional heavy mineral prospecting of the Flysch Belt of the West Carpathians was finished in 1994. No heavy mineral concentrate anomalies of cassiterite, scheelite and wolframite, typical of the Bohemian Massif, were found. Barite and pyrite seem to be characteristic ore minerals of the flysch belt sediments. Their origin is most probably epigenetic. Anomalies of cinnabar are bound to the manifestations of the Neogene volcanism. Gold represents probably a component of the clastic material of flysch sediments. The source of gold in heavy mineral concentrate anomalies can also be found in numerous relics of Quaternary glacial sediments.

Na území flyšového pásma Západních Karpat bylo v letech 1990 - 1992 odebráno více než 6000 šlichových vzorků. Průměrná hustota vzorkování byla asi 1 vzorek na km^2 . V letech 1991 - 1993 byly vzorky mineralogicky a spektrálně vyhodnoceny. Vyhodnocení území bylo dokončeno v roce 1994 (Abraham et al. 1994). Každý vzorek je charakterizován celkovým počtem 94 proměnných (z toho 61 minerálů a 18 prvků).

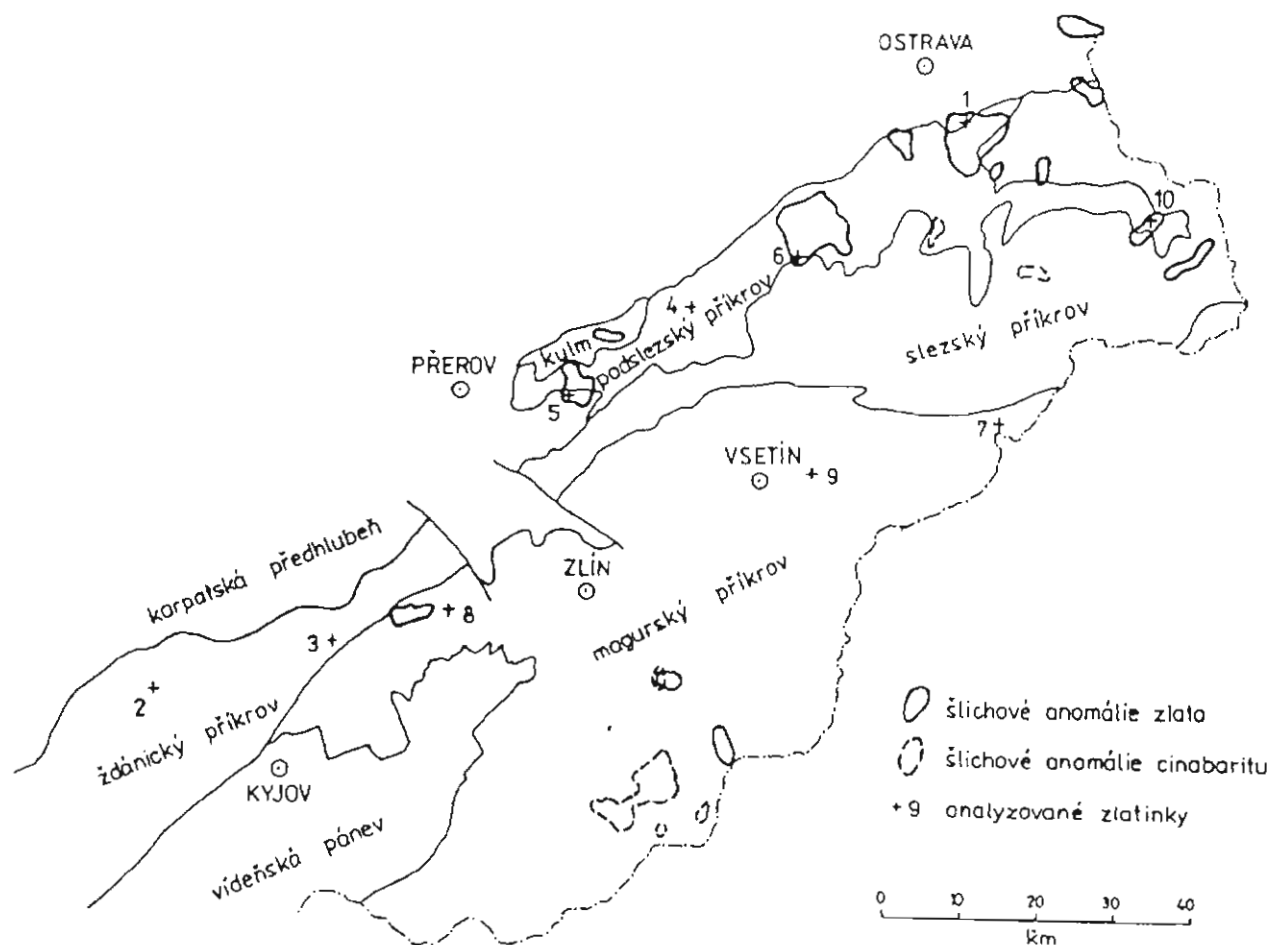
Data jsou vyhodnocena ve dvou úrovních: v měřítku 1 : 200 000 počítačovou grafikou s nutnou dávkou generalizace a v měřítku 1 : 50 000. Šlichové mapy

1 : 50 000 obsahují kromě místopisu, výškopisu a hydrografické sítě vzorkovací schéma, výsledky mineralogických analýz vybraných minerálů a ručně vymezené snosové oblasti šlichových anomálií. Výsledky analýz vybraných minerálů barytu, pyritu, cinabaritu a zlata byly vyneseny grafickými značkami, výsledky analýz kasiteritu, scheelitu, galenitu, chalkopyritu, sfaleritu, arsenopyritu a cerusitu pomocí písmen. Asi 15 % vzorků s nejvyššími obsahy určitého minerálu bylo považováno za anomální. Snosové oblasti byly vymezeny důsledně podle současných rozvodí. Jsou to maximální

Oblast	Zlatinka číslo	Velikost (mm)	Stupeň opracování	Průměrná ryzost	Povrchová vrstvička	Obsahy	
						Ag (%)	Cu (%)
Chříby	2	0.35x0.35x0.02	2	?	2	-	-
	3	1.07x0.42x0.02	1	884	1	11.0	0.6
	8	0.33x0.21x0.03	1	835	2	16.5	0
Hostýnské vrchy	5	0.35x0.35x0.02	2	?	?	-	-
okolí Nového Jičína	4	0.35x0.35x0.06	2	?	3	-	-
	6	0.33x0.26x0.02	2	800	3	20.0	0
Vsetínské vrchy	9	0.70x0.37x0.14	2	958	2	3.5	0.7
Beskydy a jejich podhůří	7	0.40x0.21x0.04	2	731	1	26.9	0
	10	0.70x0.47x0.06	1	783	1	21.7	0
	1	0.81x0.23x0.05	2	752	3	24.8	0

Tabulka 1 Charakteristika zlatinek z oblasti moravskoslezského flyše (upraveno podle Malce 1994)

Vysvětlivky: Do hodnoty průměrné ryzosti nejsou zahrnuty druhotné tenké povrchové vrstvičky vysoce ryzího zlata, vzniklé supergenním vyloužením příměsí Ag a Cu. Povrchová vrstvička je vyvinuta: 1 - slabě a nesouvisle, 2 - středně silně, 3 - silně. Stupeň opracování zlatinek: 1 - slabý až střední, 2 - silný.



Obr. 1 Šlichové anomálie cinabaritu a zlata na území flyšového pásma Západních Karpat.

plochy výskytu možného zdroje šlichové anomálie.

Na sledovaném území nejsou žádné šlichové anomálie kasiteritu, scheelitu a wolframitu (tyto minerály jsou na území Českého masívu vyhodnoceny v samostatné verzi šlichové mapy). Rovněž arsenopyrit, galenit, chalkopyrit a sfalerit se vyskytují omezeně a bylo vymezeno málo snosových oblastí těchto minerálů.

Baryt byl identifikován v 91 % šlichových vzorků. Bylo vymezeno 77 šlichových anomálií o celkové rozloze 685 km². Maximum výskytu anomálií je vázáno na račanskou jednotku magurského příkrovu, podslezský příkrov a spodní oddíl slezského příkrovu (oxford - cenoman), tedy na jednotky, kde převládají jílovce a jílovité břidlice. Baryt může být součástí klastické složky sedimentů, ale velkou většinou vzniká přímo v sedimentech z roztoků obsahujících Ba uvolněné z K-živců, biotitu a jiných minerálů. Baryt byl popsán i z hydrotermálních žil na Bučniku (Přichystal 1974).

Pyrit byl zjištěn v 84 % vzorků. Do tohoto množství není zahrnut tzv. "organogenní pyrit", který se vyskytuje jako fosilizační materiál organických zbytků. Bylo vymezeno celkem 75 anomálií pyritu o celkové rozloze 656 km². Pyrit je vázán maximem svého výskytu na podslezský příkrov a spodní oddíl slezského příkrovu (veřovické vrstvy), kde převažují pelity. Jeho vznik v sedimentech je podmíněn přítomností Fe v mořské vodě ve formě koloidů a činností sirných bakterií v redukčním prostředí.

Cinabarit byl zjištěn v 1.3 % vzorků. Bylo vymezeno celkem 6 anomálií o celkové rozloze 63 km². Čtyři anomálie jsou v širším okolí Bojkovic. Jejich spojení s trachyandesitovým a trachybazaltovým vulkanismem je zřejmé (Fojt - Kruťa 1968, Přichystal 1974). Další dvě anomálie jsou v j. okolí Frýdku-Místku - jedna v podslezské jednotce (frýdecké vrstvy) a jedna ve slezské jednotce (godulské vrstvy). Jejich zdroj je neznámý. Mohou mít vazbu na křídové bazické vulkanity ve slezském příkrovu nebo na neogenní bazaltovou formaci Ostravské pánve.

Zlato bylo zjištěno v 0.7 % vzorků. Nejčastějšími tvary zlatinek jsou různě tvarované plíšky většinou do 1 mm. Bylo vymezeno celkem 15 anomálií o celkové rozloze 236 km² v různých geologických pozicích. Dvě anomálie jsou v oblasti neogenního vulkanismu u Luhačovic a Bojkovic. Souvislost s vulkanismem však není prokázána. Další anomálie je na sz. svazích Chřibů (Chřibsko - Roštín). Zlato je zde patrně syngenetické, vázané na konglomeráty. Podobného druhu je pravděpodobně anomálie na sz. svazích Hostýnských

vrchů (s. od Bystřice p. Hostýnem). Nejasný zdroj má anomálie zlata v kulmu kry Maliníku. Zdejší výskyt bude patrně srovnatelný s četnými drobnými anomáliemi zlata ve slezském kulmu (Albrechtová 1984, Abraham et al. 1995). Zajímavý je řetěz anomálií zlata táhnoucí se podél s. okraje flyšového pásma (N. Jičín - Frýdek-Místek - Č. Těšín - Trinec), většinou na území podslezského příkrovu. Nápadná je prostorová vazba těchto anomálií na jižní hranici sálského zalednění. Na vyhodnocovaném území je řada vzorků, v nichž bylo zjištěno zlato, ale které jsou osamocené, takže nebylo možné v jejich okolí vymezit žádnou snosovou oblast (obecnou podmínkou pro vymezení snosové oblasti jsou alespoň dva anomální vzorky).

Studium morfologie a chemismu zlata vyseparovaného ze šlichových vzorků z oblasti flyše se zabýval Malec (1994). Ve svých závěrech uvádí: "Šlichové zlato z oblasti moravkoslezského flyše není jednotného charakteru. Rozdíly mezi jednotlivými dílčími regiony jsou nejen ve složení, ale do jisté míry i v morfologii zlatinek, v níž se odráží délka jejich transportu. Poměrně krátkým transportem prošlo patrně zlato z prostoru Chřibů (vzorky 3 a 8 v Tab. 1 a na Obr. 1), na typ primárního zdroje lze však soudit jen obtížně; složení odpovídá nejspíše typu jesenických Au-kyzových nebo Au-sulfidicko-křemenných ložisek. Zlatinky z oblasti Beskyd a z okolí Nového Jičína svým složením ukazují buď na zdroje obdobných typů nebo na Au-Ag křemenné žíly; zlata z Novojičínska (vzorek 6) však prodělala zřetelně delší transport než některé zlatinky z Beskyd (vzorek 10). Zlato ze Vsetínska (vzorek 9) je výrazně odlišné; podobným složením se často vyznačuje zlato z výskytů Au(W)-křemenné metamorfogenní mineralizace, jejíž nejbližší známé lokality jsou v Jeseníkách a v Nízkých Tatrách. Složení žádné ze zkoumaných zlatinek patrně neodpovídá zlatu z karpatských subvulkanických ložisek."

Ložiskový význam barytu a pyritu ve flyšovém pásmu bude pravděpodobně minimální. Tyto minerály jsou rozptýlené, i když ve flyši vytvářejí v porovnání s Českým masivem výraznější anomálie. Intenzita anomálií zlata (nejvýše 1 - 3 zlatinky ve šlichu) nenasvědčuje tomu, že by jejich zdrojem mohly být objekty ložiskového významu. Za bližší pozornost by snad stály anomálie zlata u Luhačovic a Bojkovic, pokud by se podařilo prokázat jejich spojení s vulkanity. Anomálie cinabaritu v okolí Bojkovic mohou indikovat četné drobné mineralogické výskyty. Ložiskové výskyty podobné barrandienským nelze v tomto území očekávat.

Literatura:

- Abraham, M. et al., 1994: Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol III Českomoravská vrchovina, dílčí úkol I Flyš. - MS MHČR. Praha.
- Abraham, M. et al., 1995: Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol IV Vymezené prostory, dílčí úkol V Orlické hory. - MS MHČR. Praha.
- Albrechtová, E. et al., 1984: Šlichová prospekce. - Závěrečná zpráva. 02 73 0002 12 100 38011. MS Geologický průzkum Ostrava, závod Zlaté Hory.
- Fojt, B. - Kruťa, T., 1968: Das erzte Vorkommen von Cinnabarit (Zinnober) und Metacinnabarit in Mähren, Tschechoslowakei. - Čas. Morav. Muz., Vědy přír., 53, 81-90. Brno.
- Malec, J., 1994: Charakteristika zlata z oblasti moravkoslezského flyše. - in Abraham et al. (1994).
- Přichystal, A., 1974: Mineralogicko-chemické studium nerostných asociací na lokalitě Bučnik (Kouřka u Bojkovic). - MS. Diplomová práce PŘF UJEP. Brno.

ROZLIŠOVÁNÍ KARBONÁTŮ BARVENÍM

Distinguishing of carbonates by staining

Marek Slobodník

Katedra geologie a paleontologie, PřF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: carbonates, staining, alizarin red-S, potassium ferricyanide

Abstract

Several notes are submitted on the fundamental knowledge of staining carbonates using staining solution with alizarin red-S and potassium ferricyanide.

Barvení karbonátů pro rozlišení jednotlivých druhů i jejich generací je postup známý poměrně dlouho. Souhrnější studie a zkušenosti z aplikací této metody jsou publikovány v několika pracích (např. Warne 1962, Dickson 1965, 1966). Jiné práce popisují využití různých chemických sloučenin pro barvení a určování jednotlivých karbonátů (např. Hejtman & Konta 1959, Carver 1971). Tento příspěvek je zaměřen na postup popsáný Dicksonem (např. 1966). Jednoduchá aplikace, efektivnost a účinnost této metody přímo vybízí k jejímu připomenutí.

Tato jednoduchá metoda je při pečlivé přípravě vzorků i natolik citlivá, že je možné odlišit jednotlivé generace karbonátů pokud se liší obsahem hlavně Fe^{2+} .

Metoda může velmi rychle pomoci při rozlišování karbonátových schránek ve vápencích a při určování genetických rysů těchto karbonátů (relativního stáří, zonálnosti, textur aj.), rozsahu dolomitizace ap. Prakticky nepostradatelnou se stává při studiu karbonátových cementů a hydrotermálních žil. V druhém případě může pomoci při základní identifikaci jednotlivých generací, pokud se liší obsahem Fe^{2+} .

Základní postup a reakce při vzniku zbarvení Zbarvení karbonátu způsobuje srážení zbarvující komponenty reakčního roztoku na povrchu minerálu. Reakční roztok je velmi slabý roztok HCl (0,1 M) s ferrikyanidem draselným a alizarinem. Studovaný

karbonát		barvicí komponenty		kombinovaný roztok
		alizarin	ferrikyanid draselný	
trigonální	rodochrozit $MnCO_3$	–	velmi světle hnědá	velmi světle hnědá
	magnezit $MgCO_3$	–	–	–
	siderit $FeCO_3$	–	–	–
	železnatý dolomit $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$	–	světle až tmavě tyrkysová	světle až tmavě tyrkysová
	dolomit $CaMg(CO_3)_2$	–	–	–
	železnatý kalцит $(Ca, Fe)CO_3$	růžová až bledě růžová	světle až tmavě tyrkysová	světle fialová - purpurová - modrá
kalцит $CaCO_3$	růžová až bledě růžová	–	růžová až bledě růžová	
ortorombické	aragonit $CaCO_3$	bledě růžová	–	bledě růžová
	witherit $BaCO_3$	červená	–	červená
	cerusit $PbCO_3$	světle fialová	–	světle fialová

Tab.1 Reakce běžných karbonátů s reakčním roztokem podle uvedené techniky (Dickson 1966)

Metodu jsem odzkoušel i v terénu (tzn. mimo laboratoř bez broušení a leptání vzorku) s úspěchem pro hrubé rozlišení železnatých a neželeznatých karbonátů.

nabroušený řez vzorku se však nejdříve naleptá zředěnou kyselinou chlorovodíkovou. Následuje základní barvení v reakčním roztoku a pak se ještě někdy zařazuje barvení

v roztoku jen s alizarinem pro zvýraznění barev. To se využívá hlavně při barvení karbonátů ve výbrusech.

Leptání ve zředěné HCl

Přípravným krokem je leptání nabroušeného vzorku zředěnou HCl (1 M). Obecně se studovaný povrch stane hladším, odleptají se nejdříve nerovnosti (šupinky) zbylé po broušení a zvýrazní se základní struktura.

Alizarin:

V následujícím kroku jde již o reakci s barvicím roztokem a vlastní barvení. Kromě malého množství kyseliny chlorovodíkové (na konc. 0,1 M) je alizarin ($C_{14}H_7NaO_7S \cdot H_2O$) další komponentou reakčního barvicího roztoku. Reakční roztok pouze s alizarinem může barvit, za dodržení odpovídajících podmínek (např. při různé koncentraci kyseliny, doby expozice v barvicím roztoku, zrnitosti karbonátu), všechny karbonáty. Při běžně používané koncentraci HCl mezi 0,1 a 0,2 N a doby barvení 1,25 minuty, alizarin barví aragonit, kalcit, witherit a cerusit, ale nebarví se dolomit, siderit, magnezit a rhodochrozit. Při konstantních podmínkách teplotních a složení reakčního roztoku vznikají však různé barevné odstíny. Při rychlejší reakci (některé karbonáty se rozpouští rychleji) s roztokem vzniká tmavší odstín (světlá fialová), při pomalejší velmi světlá červená. Při vysoké rozpustnosti karbonátu by se tedy očekávalo intenzivnější zbarvení, ale přesto je tomu většinou naopak. Karbonáty s velmi rychlým rozpouštěním produkují proudy bublinek CO_2 , které zabraňují usazování barvicí komponenty na povrchu.

Různou intenzitu zbarvení alizarinem ovlivňuje např. i optická orientace, jmenovitě kalcitu, vzhledem k barvené ploše. Je to důsledek odlišné rychlosti reakce s roztokem v řezu kolmo na optickou osu c a podél osy c. V řezu kolmo na osu c je rychlost pomalá a výsledkem je jen velmi světlý odstín růžové. V řezu podélném je reakce rychlejší a barevný odstín tmavší.

Ferrikyanid draselný

Třetí komponentou barvicího roztoku je $K_3[Fe(CN)_6]$ - ferrikyanid draselný, který produkuje modré zbarvení v přítomnosti dvojmocného železa. Ferrikyanid draselný reaguje na přítomnost železa, pokud je v karbonátu již 1% $FeCO_3$. V případě, že kalcit

a dolomit obsahují stejné podíly Fe^{2+} , kalcit reaguje mnohem rychleji a získává intenzivnější modré zbarvení. V rámci řady železnatých dolomitů (nediskutujeme nyní systematicku karbonátů a jejich hraniční složení), rychleji reagují karbonáty s vyšším obsahem Fe^{2+} a získávají intenzivnější tyrkisový odstín. Barvení železnatých kalcitů v roztoku jen s ferrikyanidem draselným dává tyrkisovou barvu, jen s alizarinem růžovou nebo červenou a ve směsi s oběma dostaneme světle fialovou, purpurovou nebo modrou podle množství Fe^{2+} a rychlosti rozpouštění (Tab.1).

V případě aplikace studeného reakčního roztoku na siderit nebo magnezit nedostaneme žádné zbarvení přesto, že vzorek s roztokem reaguje. Až po zahřátí barvicího roztoku asi na $60^\circ C$ získáme intenzivní modrou barvu. Tento postup však není vhodný pro běžnou práci. Nejen, že se uvolňují kyanidové páry, ale roztok se i rychle rozkládá a ostatní karbonáty jsou velmi rychle rozpuštěny.

Reakce v přítomnosti i jiných prvků, např. Zn, Cd, Mn, Cu, Ni, Co, poskytuje škálu žlutých a hnědých odstínů, Fe^{3+} dává červené zbarvení. Naštěstí všechny tyto odstíny jsou odlišné od modrých barev, kterými se zbarví povrch karbonátu v přítomnosti Fe^{2+} .

Praktický postup při přípravě vzorků

1. nařezání vzorků a získání vhodného řezu ke studiu
2. broušení plochy, stačí jen na obyčejném tlustším skle, nejprve s karborundovým brusivem 120 pak 320 mesh
3. nabroušená plocha se leptá v 1M roztoku HCl po dobu 30-45 sec. (samozřejmě ruka je v gumové rukavici)
4. opláchnout vzorek vodou, ale nepouštět vodu přímo na naleptanou plochu, zničila by se struktura povrchu
5. nechat uschnout
6. připravenou plochu ponořit do barvicího roztoku, vzorkem nebo roztokem pokud možno mírně pohybovat po dobu asi 2 min.
7. nechat uschnout

Literatura:

- Carver R.E. (1971): Procedures in sedimentary petrology. - John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Dickson J.A.D. (1965): A modified staining technique for carbonates in thin section. - Nature, 205, 587.
- Dickson J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. - J. Sedimentary Petrology, 36, 2, 491-505.
- Hejtman B., Kouta J. (1959): Horninotvorné minerály. - Nakl. ČSV, Praha.
- Wame S.S.J. (1962): A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. - J. Sedimentary Petrology, 32, 29-38.

ORIENTACE STRUKTUR S KRASOVÝMI PROJEVY V DOBÝVACÍCH PROSTORECH DEVONSKÝCH A KARBONSKÝCH VÁPENCŮ (MALOMĚŘICE-HÁDY, LÍŠEŇ-LESNÍ LOM, MOKRÁ U BRNA)

Orientation of structures with karst phenomena
in the Devonian and Carboniferous limestone (Maloměřice-Hády quarry,
Líšeň-Lesní lom quarry, Mokrý quarry near Brno)

(24-41, Vyškov)

Marek Slobodník

Katedra geologie a paleontologie, PřF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: karstification, joints, faults, Moravian Karst

Abstract

An orientation analysis of preferred directions of karstification in limestones (Devonian, Carboniferous) has been carried out at the south margin of the Moravian Karst. Two major systems of ENE-WSW to NE-SW and NNW-SSE directions have been found which coincide with principal directions of caves in an entire area of the Moravian Karst.

Studované území představuje nejjižnější část povrchového výchozu devonských a karbonických hornin moravskoslezského devonu a karbonu. Z geomorfologického hlediska náleží k jednotce jižní části Moravského krasu zvané Ochozské plošiny a k jejímu nejjižnějšímu úseku označovanému jako Hádecká plošina (Hády 424 m n.m.) s výrazným j. svahem do Dyjsko-svrateckého úvalu (Demek et al. 1987, Balák 1989).

Moravský kras je území s dominantním výskytem krasových povrchových a podpovrchových jevů. Vznik krasových jevů je podmíněn přítomností hlavně čistých devonských vápenců. Vznik krasových jevů je spjat s obdobím, kdy povrch vápenců je vystaven zvětrávání a účinkům meteorických vod pronikajících do hloubky po puklinách. Dochází k rozpouštění vápence a také k jejich mechanické erozi (hloubková, boční, tlaková - boční a stropní evorze) podzemními vodami. Tyto se ve vápencích pohybují buď volně nebo pod hydrostatickým tlakem, což má za následek jejich intenzivnější rozpouštění.

Krasová činnost vody je nepříznivým jevem na ložiscích vápenců. Většinou způsobuje technické problémy při průzkumu a těžbě. Výzkum těchto jevů byl proveden v dobývacích prostorech ložisek vápenců: Maloměřice-Hády, Líšeň-Lesní lom a Mokrý. O dlouhé subrecentní cirkulaci vod ve sledovaném prostoru svědčí rozpouštění vápenců podél zlomů a puklin a vznik různých typů sintrů.

Některé části Moravského krasu byly vyzvednuty nad hladinu moře již v období famen-tournai(?). To by znamenalo počátky krasování paleozoických vápenců v tomto území. Jako důkaz je uváděna z j. okolí Sloupu širší trhlinka asi 10m hluboká vytvořená ve vápencovém útesu spodnofrasnského stáří, která je vyplněna biodetritickým vápencem (sv. tournai), ve svrchní části s drobnými ze spodního visé. Nepochybné částečné odkrytí a zvětrávání vápenců během visé dokládají velké bloky (X0 cm) vilémovických vápenců ve slepencích myslejovického souvrství (Dvořák in Musil et al. 1993). Vznik, vývoj a stáří

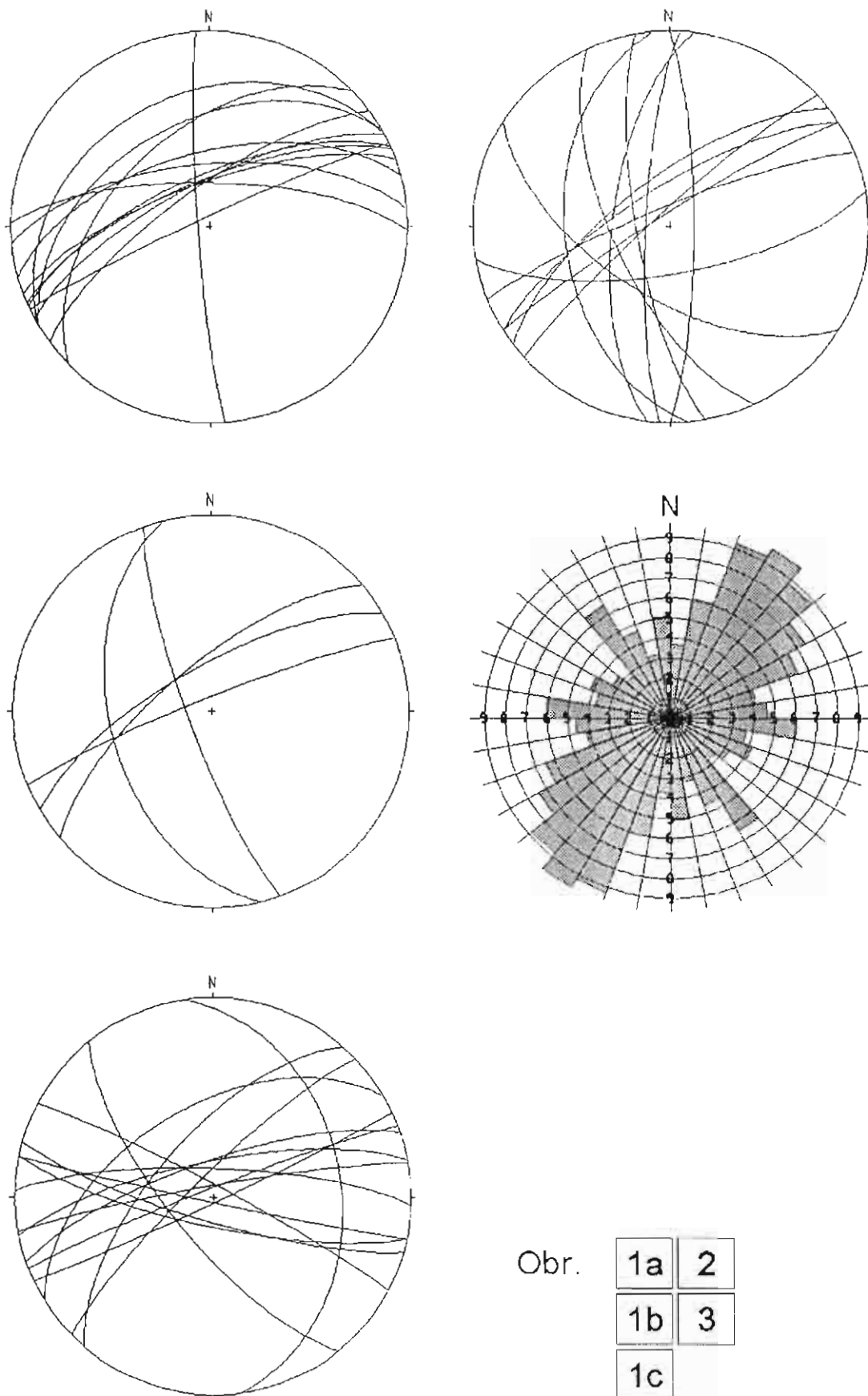
krasových jevů vznikajících i v dalším období od mesozoika do kvartéru je předmětem rozsáhlých diskusí. Podle výskytu několika generací (nejstarší mladovariské) hydrotermálních žil tvořených karbonáty, které vznikaly z roztoků tvořených převážně meteorickou vodou (Slobodník 1994), je možné uvažovat, že otevřené pukliny umožňující rozsáhlou cirkulaci vod v sedimentární pánvi, byly k dispozici již na konci paleozoika.

Jak znázorňují diagramy (Obr. 1), jsou krasové procesy četnější v čistých vápencích macošského souvrství (Obr. 1c) a jsou soustředěny především na pukliny a zlomy směru VSV-ZJZ až SV-JZ. Menší četnost krasových jevů se soustřeďuje na směr SSZ-JJV. Všechny tyto směry představují i hlavní puklinové systémy (např. Slobodník, Muchez 1996) a jsou blízké i orientaci větších zlomových struktur (Obr. 2). To by znamenalo, že existuje jednoduchá přímá závislost výskytu krasových jevů na nejpočetnějších a nejvýznamnějších puklinových a zlomových systémech, které umožňovaly cirkulaci vod. Dále je možné konstatovat, že tyto zjištěné přednostní směry krasování jsou pro celou oblast Moravského krasu obecné. Vyplyvá to ze směrové analýzy jeskynních chodeb z celé oblasti krasu (Obr. 3).

Na růžicovém diagramu (Obr. 3) je velmi zřetelný směr SV-JZ až SSV-JJZ a pak méně významný směr SZ-JV. Pokud rotujeme směry puklin s krasovými projevy z jižního okraje Moravského krasu (Obr. 1a, 1b, 1c) o cca 20° proti směru hodinových ručiček, kryjí se tyto směry s obecně běžnými v celém krasu. Z toho můžeme soudit, že ke krasování dochází přednostně podél puklinových systémů, které náleží ke stejné genetické skupině se stejnou strukturální pozicí v celé jednotce. Odchyly pak mohou být způsobeny směrovým odchýlením celé geologické stavby v daném místě.

Závěr

Ze směrové analýzy zlomů a puklin s projevy krasové činnosti vody, tj. rozpouštění vápenců a ukládání sintru,



Obr.

1a	2
1b	3
1c	

Obr. 1. Zlomky a pukliny na jižním okraji Moravského krasu s projevy krasových procesů: 1a - Maloměřice-Hády, 1b - Líšeň-Lesní lom, 1c - Mokrá.

Obr. 2. Orientace větších zlomů na odkryvech (lomech) na j. okraji Moravského krasu.

Obr. 3. Růžicový diagram směrů jeskynních chodeb v oblasti Moravského krasu (215 směrových linií).

vychází ve sledovaných dobývacích prostorech jako důležitější dva systémy. Významnější ve směru VSV-ZJZ až SV-JZ a méně významný ve směru SSZ-JJV. Zjištěné

směry velmi dobře odpovídají hlavním směrům jeskynních chodeb v Moravském krasu.

Literatura:

- Balák I. (1989): Neživá příroda v CHKO Moravský kras - podklady k ÚP. (Mapa 1:25000 a vysvětlivky). - MS, archiv správy CHKO Moravský kras, 49 str.
- Demek J. et al. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR, Hory a nížiny. - Praha, Academia, 584 str.
- Musil R. et al. (1993): Moravský kras. - J. Bližňák, Adamov, 336 str.
- Slobodník M. (1994): Hydrotermální mineralizace v jižní části Moravského krasu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 62-63. Brno.
- Slobodník M., Muchez Ph. (1996): Strukturální pozice karbonátových žil na j. okraji Moravského krasu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995. Brno.

STRUKTURNÍ POZICE KARBONÁTOVÝCH ŽIL NA JIŽNÍM OKRAJI MORAVSKÉHO KRASU

Structural position of carbonate veins at the southern margin
of the Moravian Karst

(24-41, Vyškov)

Marek Slobodník¹, Philippe Muchez²

¹ Katedra geologie a paleontologie, PřF MU Brno, Kotlářská 2, 602 00 Brno

² Fysico-chemische geologie, K.U. Leuven, Celestijnenlaan 200C, B-3001 Leuven, Belgium

Key words: hydrothermal carbonates, vein systems, Moravian Karst

Abstract

Relatively a dense network of hydrothermal carbonate veins (approximately 3 - 4 generations) is present at the limestones (Devonian, Carboniferous) along the south margin of the Moravian Karst. Several main systems have been revealed by using a direction analysis: WSW-ENE to WNW-ESE. Some of them takes a position of ac- or bc-joints or shows the features of conjugated systems.

Poměrně hustá síť karbonátových žil ve vápencích na j. okraji Moravského krasu je jednoznačným dokladem intenzivní a dlouhodobé paleocirkulace vod (vodních fluid, hydroterm) v horninovém souvrství (viz též Slobodník 1994). Několik generací hydrotermálních žil, někdy i mocnějších kalcitových agregátů, vzniklo v období řádově od konce paleozoika do terciéru. Některé jiné lokality v Moravském krasu byly dříve studovány např. Českovou (1978).

Základní prvky geologické stavby

Detailnějším tektonickým studiem v regionu Moravského krasu se naposled zabýval Dvořák & Pták (1963). K podstatným závěrům v této práci patří konstatování, že deformace devonských a spodnokarbonských hornin má jednotný deformační plán, což znamená, že struktury v celém území jsou navzájem korelovatelné a jsou odvozeny od společného regionálního napětového pole. V tomto smyslu je sestavena i tektonická mapa Moravského krasu. Na ní se vrstvy obecně uklání k VJV, tedy jejich směr je SSV-JJZ. Vrásové osy se často sklání k SSV nebo JJV. Někdy jsou zjištělné i příčné vrásy ve směru ZSZ-VJV. Výrazné jsou v celém Moravském krasu zastoupeny pukliny osní kliváže bc a pukliny ac. Analýzou těchto struktur citovaní autoři dokládají strmou pozici osní kliváže bc, což by mělo

dokazovat nepřítomnost významnějších velkých ležatých, příp. ponořených vrás a nebo polohy vápenců s převráceným stratigrafickým sledem (viz např. Kettner 1950). Není pochyb, že celé území prošlo komplexním deformačním vývojem (srov. Zapletal 1922-23, 1932). Diskuse k této problematice je velmi obsáhlá a stále aktuální (např. Dvořák 1993, Hladil & Kalvoda 1993). Není smyslem na tomto místě diskutovat zmíněnou problematiku. Nyní je podstatné, že již letným pohledem je možné zaznamenat pestrost a četnost geologických struktur, které odrážejí složitý tektonický vývoj celé oblasti (viz též Dvořák et al. 1987).

Ve sledovaném území j. okraje Moravského krasu se vrstvy sklánějí převážně k J a JJV, resp. JJZ. Tato orientace bývá modifikována detailnějším provrácením zvláště v tenké lavicovitých vápencích líšeňského souvrství (Obr. 1d).

Zlomové struktury ve studovaném území se řadí do směrů SZ-JV a S-J až SV-JZ (viz též Dvořák & Pták 1963). Nápadnými strukturami jsou též mírně ukloněné zlomy se zjevnou strukturální diskordancí a často v pozici blízké vrstevnatosti. Pohyb po těchto plochách je často doložen asymetrickými kinematickými strukturami a drcením hornin až na jílovitou hmotu. Stejně je pozorovatelné i na vrstevních plochách a dokládají

intenzivní mezivrstevní skluz doprovázený vznikem tahových puklin kolmých na vrstevnatost a vyplněných karbonátem. Velmi často nacházíme na tektonických plochách subhorizontální rýhování. Už tyto stručné popisy, zatím bez další hlubší kinematické a deformační analýzy, svědčí o intenzivním tektonickém transportu v subhorizontálním směru.

Orientace žilných systémů

Hydrotermální karbonátová mineralizace v puklinách tvoří nejčastěji žilky a žíly od „vlasové“ mocnosti, tzn. Imm, do mocnosti několika centimetrů. Velmi vzácně tvoří molutné agregáty (X m) s brekciovitou a kokardovitou strukturou, kde zrna karbonátu dosahují rozměru několika cm.

Stavba hydrotermálních žil je velmi rozmanitá. Časté jsou přímé žíly se zrnitou či vláknitou stavbou. Vlákňitý vývoj karbonátu zřetelně ukazuje na jejich vznik jako extenzních struktur s jejich postupným otvíráním a dorůstáním karbonátových zrn. Některé kratší žíly nacházíme v kulisovitém uspořádání (en-echelon) a s tvarem do písmene „s“. Tyto dokládají vznik žil v křehce-duktilních podmínkách, na hranici mezi křehkou a plastickou deformací (Ramsay & Huber 1987). Některé žíly mají velmi nepravidelný průběh a brekciovitou texturu. To je charakteristické pro vznik žil za vyššího tlaku hydrotermálního roztoku (hydraulické trhliny).

Ve spodním lomu na Hádech („Růženin“) je v tmavých hádsko-říčských vápencích nápadné jen mírné zvlnění vrstev s úklonem především k J a JJZ (Obr. 1a). Karbonátové žíly jsou tvořeny růžovým nebo bílým karbonátem a nebo oběma. Jeden ze žilných systémů má orientaci přibližně Z-V (Obr. 1c). Svoji pozici reprezentuje ac-pukliny, stejně jako jeden ze systémů ve svrchním lomu. Vzhledem ke složitosti hustotního maxima je zde možné uvažovat o přítomnosti konjugovaného systému (Obr. 1b). V tomto systému najdeme všechny žíly tvořené bílým karbonátem. Druhý hlavní systém je odlišný. Jeho směr je SZ-JV a v něm jsou výrazně zastoupeny žíly s růžovým karbonátem. Tento typ karbonátu však najdeme i v z.-v. systému a pak v různých dalších orientacích včetně pozice blízké vrstevním plochám. Žíly s růžovým karbonátem nejsou soustředěny do určitého systému(ů). Tuto neuspořádanost podporuje i jejich členitá morfologie a nepravidelný průběh.

Ve svrchní etáži stěnového lomu na Hádech, v hádsko-říčských vápencích, jsou karbonátové žíly seskupeny do poměrně zřetelných systémů (Obr. 1e,f). Stavba hornin je charakteristická intenzivním zvrásněním vrstev, což se v diagramu projevuje uspořádáním pólů vrstevních ploch do pásu se z.-v. směrem velkého oblouku

(Obr. 1d). Konstruovaná osa b by měla směr SSZ-JJV. V tomto směru leží i jeden ze žilných systémů a vzhledem ke zvrásnění zaujímá tedy pozici bc-puklin (Obr. 1f). Pro tento systém žil je zde charakteristický častější výskyt drúzovitých textur karbonátu. Další žíly jsou reprezentovány složitějším hustotním maximem. Jeho nejvýraznější část náleží k systému se směrem ZJZ-VSV, který tak v této stavbě zaujímá pozici ac-puklin. Složitější tvar hustotního maxima naznačuje, že by i zde mohlo jít o párový konjugovaný systém.

Ve všech systémech žil v Lesním lomu (Obr. 1g, h, i) na Hádech jsou zastoupeny žíly jak s bílým tak s růžovým karbonátem. K hlavním třem patří systém se směrem SZ-JV, který leží v ose úhlu sevřeného dalšími dvěma systémy: ZSZ-VJV a SSZ-JJV (Obr. 1i).

V prostoru lomů u Mokré (Obr. 1j,k,l), ve vilémovických vápencích, jsou žilné karbonáty zastoupeny poměrně hojně v několika generacích. Kromě růžového karbonátu, který je zastoupen i na ostatních lokalitách, jsou zde přítomny další generace bílých a šedých karbonátů. Přesto grafická analýza poskytuje jen dva výrazné systémy se směry ZSZ-VJV a ZJZ-VSV svírající úhel 50° (Obr. 1-l).

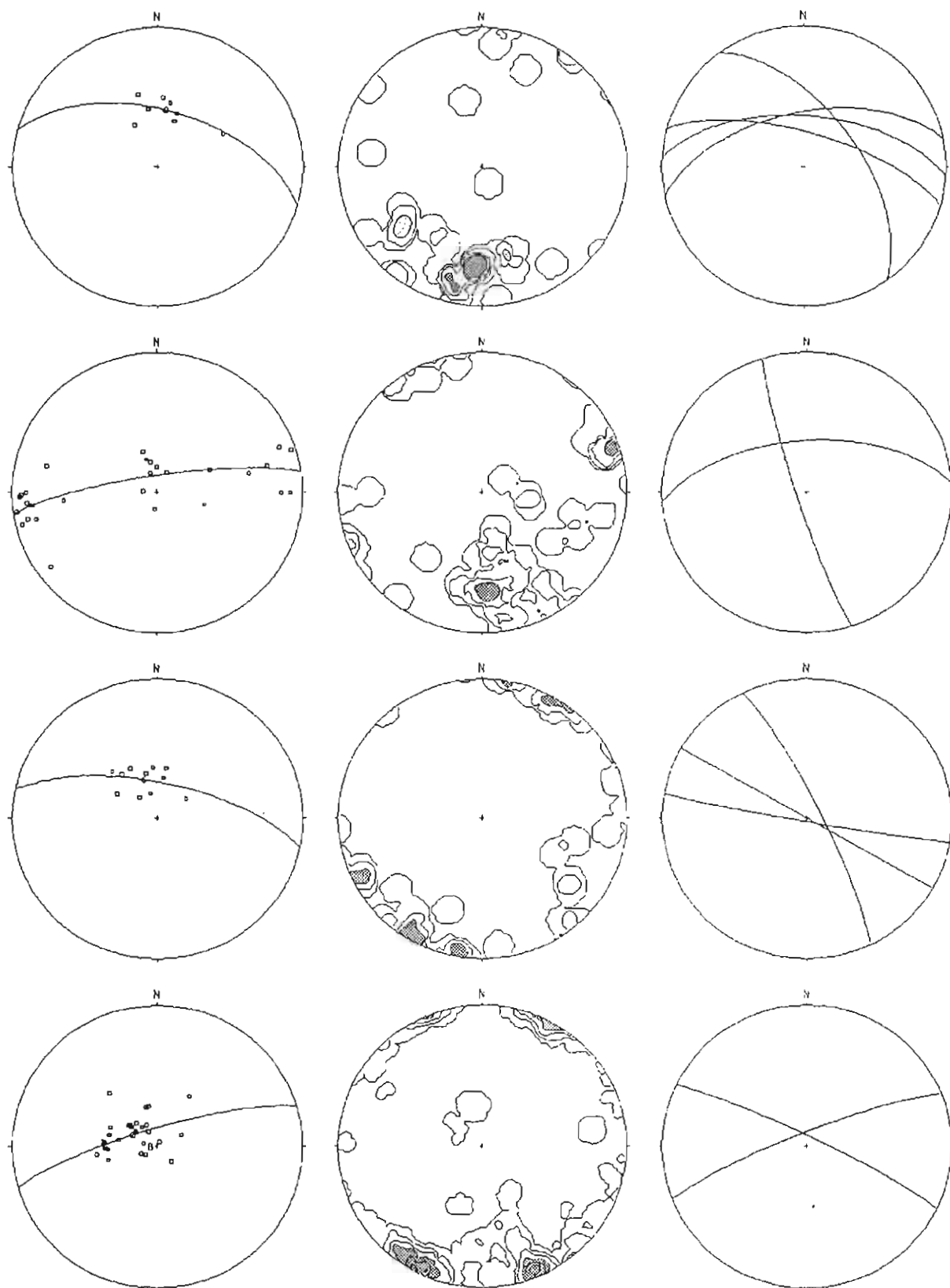
Závěr

Na základě dosud provedeného studia karbonátových žil v paleozoických horninách na jižním okraji Moravského krasu je možné konstatovat jejich analogickou strukturní pozici. Většina žilných systémů zaujímá pozice ac- a bc-puklin nebo jde o konjugované systémy s orientací bisektrice ostrých úhlů okolo směrů Z-V až SZ-JV. Jejich orientace jsou závislé na orientaci dalších strukturních prvků a jejich deformaci (např. vrásových os a orientaci vrstev) na jednotlivých lokalitách, což je výrazné např. při srovnání strukturních prvků z lomu u Mokré a v Lesním lomu (Obr. 1g, 1h, 1i a 1j, 1k, 1l). Výskyt některých generací karbonátů (např. růžový) na všech lokalitách svědčí též o rozsáhlé paleocirkulaci hydrotermálních fluid v horninách.

Vzhledem k malé frekvenci výskytu protínání žil, jako relativně časového indikátoru vzniku jednotlivých generací, bylo pro jejich rozlišení použito barvicích metod (Dickson 1966). Naneštěstí jde většinou o železnaté karbonáty, které poskytly jen nevýrazné rozdíly v odstínech od tmavě fialové po modrou. Jen v jednom případě byl v lomu Mokrá zaznamenán nezeleznatý karbonát (červené zbarvení). Přesto je možné, jen při tomto mírně odlišném zbarvení železnatých karbonátů a jejich ojedinělém protínání, uvažovat o přítomnosti 3 - 4 generací karbonátů.

Literatura:

- Češková L. (1978): Metalogenetická charakteristika některých geologických jednotek při východním okraji Českého masívu. - Folia přírodověd. Fak. Univ. J.E. Purkyně v Brně, Geol., 19, 3, 5-101. Brno.
- Dickson J. A. D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. - Jour. Sedimentary Petrology, 36, 2, 491-505.
- Dvořák J. (1993): Diskuse k práci Hladil, J., Krejčí, Z., Kalvoda, J., Ginter, M., Galle, A., Beroušek, P.: Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia). Bull. de la Société belge de Géologie, 100/1-2, 57-199, Bruxelles 1991. - Věstník Čes. Geol. Úst., 68, 3, 42-44. Praha.
- Dvořák J., Pták J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. - Sbor. geol. Věd, Geol., 3, 49-77. Praha.



Obr. 1

a	b	c
d	e	f
g	h	i
j	k	l

Obr.1 Strukturní diagramy z j. okraje Moravského krasu. a, b, c - spodní lom na Hádech (Růženin), d, e, f - svrchní etáž lomu na Hádech, g, h, i - Lesní lom, j, k, l - lomy v Mokré; a, d, g, j - vrstevní plochy, b, e, h, k - konturový diagram pólů karbonátových žil, c, f, i, l - oblouky hlavních žilných systémů.

- Dvořák J., Friáková O., Hladil J., Kalvoda J., Kukul Z. (1987): Geology of the Paleozoic rocks in the vicinity of the Mokrá cement factory quarries (Moravian karst). - Sbor. geol. Věd, Geol., 42, 41-88. Praha.
- Hladil J., Kalvoda J. (1993): Odpověď na recenzi Jaroslava Dvořáka (Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval). - Věstník Čes. Geol. Úst., 68, 3, 44-45. Praha.
- Kettner R. (1950): Geologická stavba severní části Moravského krasu a oblastí přilehlých. - Rozpravy Čs. akad. věd, 59 (1949, 1-27. Praha.
- Ramsay J. G., Huber M. I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press. New York.
- Slobodník M. (1994): Hydrotermální mineralizace v jižní části Moravského krasu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 62-63. Brno.
- Zapletal K. (1922-23): Geotektonická stavba Moravského krasu. - Čas. Moravského zem. muzea, 20-21, 220-256. Brno.
- Zapletal K. (1932): Geologie a petrografie země Moravskoslezské s ohledem na užitková ložiska. - Vlast. publ. moravsko.-slez., 1, 280. Brno.

AKUMULACE GRANÁTU V POVODÍ ŘEKY SVRATKY

The garnet accumulation in the Svatka river basin

(24-11, Nové Město n. M.; 24-12, Letovice; 24-13, Bystřice n.P.; 24-14, Boskovice)

Roman Stríž, Rostislav Melichar

Katedra geologie a paleontologie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: heavy mineral prospecting, garnet, staurolite, Svatka river basin

Abstract

In the Quaternary sediments of the Svatka river basin the heavy mineral prospecting was performed (garnet, staurolite). The highest contents of garnet accompanied with staurolite were found only in the area of the Svatka Crystalline Unit and the Polička CU near the contact with the Moravicum. This distribution is explained probably by aspecific character of metamorphism in the shear zone associated with the Moldanubian Thrust Fault.

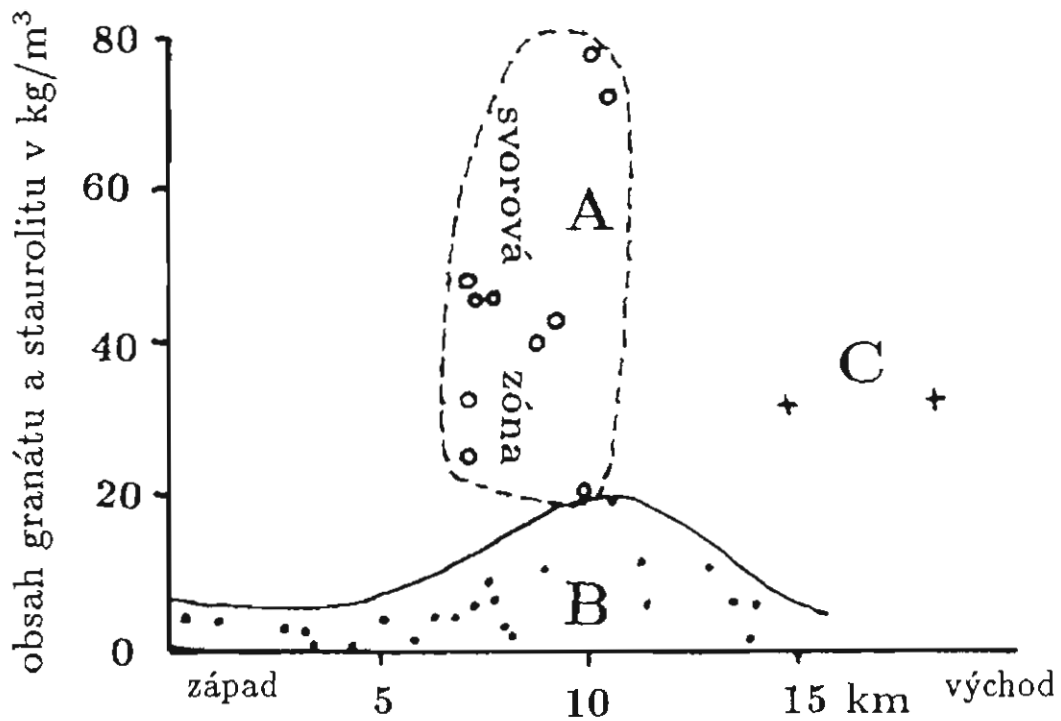
Území styku moravika a moldanubika je známo svým výskytem zvýšených akumulací granátu ve fluviálních sedimentech místních toků (Stríž 1994, Pytlíková 1993). Po starším úspěšném průzkumu v okolí Svojanova v povodí Křetinky byla prospekce zaměřena na povodí řeky Svatky. Byla vyhodnocena předchozí šlichová prospekce (data poskytla firma GeoIng Jihlava) a nadějně dílčí oblasti s obsahy 0,5 a více kg granátu na m³ sedimentu byly dále detailně zkoumány. Jako nadějně území se ukázalo pásmo v okolí Ivančic, Mohelna a Dukovan a dále pásmo mezi Bystřicí nad Pernštejnem, Nedvědicí a Poličkou, v kterém bylo započato s výzkumem. Odebraný desetilitrový vzorek sedimentu byl rozdělen na podsítnou a nadsítnou frakci s hranicí 2 mm. Z obou frakcí byly získány koncentráty těžkých minerálů šlichováním a laboratorně stanoveny obsahy granátu a staurolitu.

Studované vzorky bylo možno v závislosti na obsahu granátu a jejich geologické pozici rozdělit do tří skupin: A, B a C (Obr. 1, 2, 3). Skupina A reprezentuje vzorky ze západního křídla svratecké klenby a přilehlých jednotek (svratecké a poličské krystalinikum a stašovské svory). Význačuje se zvýšenými obsahy granátu (nad 23 kg/m³). Skupina vzorků B pochází ze stejného území jako předchozí skupina, avšak obsahy granátu jsou nízké a nepřesahují hraniční hodnotu 23 kg/m³. Skupina C je tvořena pouze dvěma vzorky z východního křídla svratecké klenby a přilehlého letovického krystalinika. Význačuje se poněkud zvýšenými obsahy granátu, avšak vzhledem k

nereprezentativnosti počtu vzorků nebyla tato skupina dále uvažována.

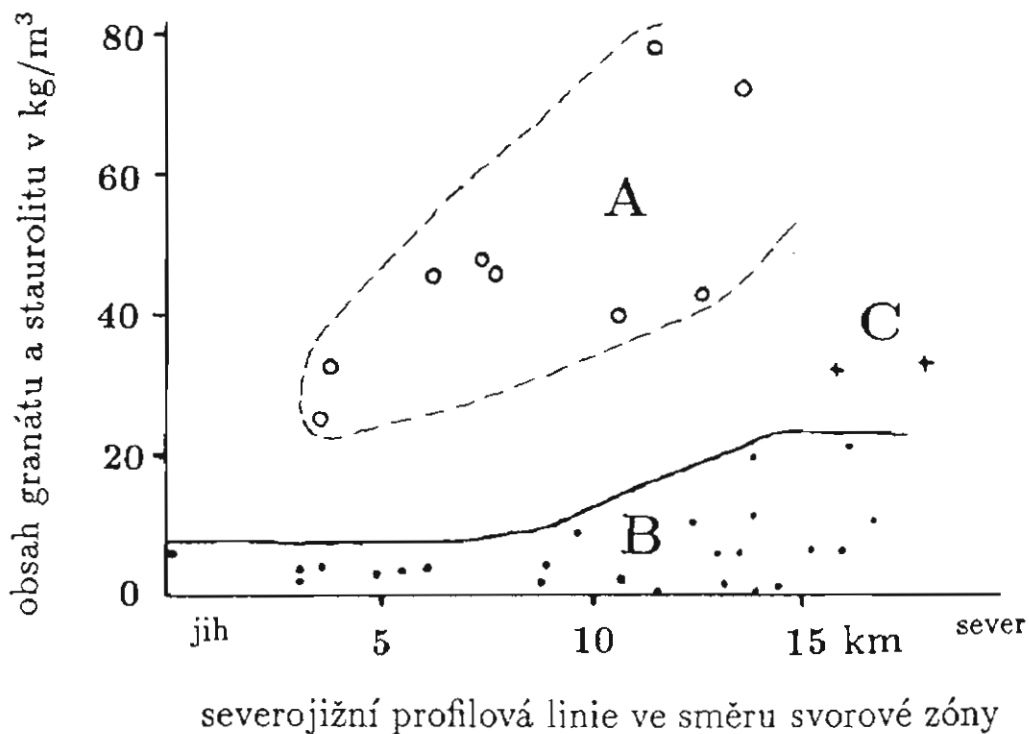
Zatímco vzorky s nízkými obsahy granátu (skupina B) jsou víceméně rovnoměrně rozptýleny po studovaném území, zvýšené akumulace (skupina A) se soustřeďují do úzce vymezeného severojižního pásma (Obr. 3). Výrazná koncentrace skupiny A do úzkého pruhu ve východozápadním profilu, kterou ukazuje Obr. 2, je vázána na drobné boční přítoky řeky Svatky a odpovídá tedy místnímu podloží. Ve vlastním toku řeky Svatky byly zjištěny pouze nízké obsahy granátu. V severojižním profilu lze pozorovat mírný vzestup obsahů granátu od jihu k severu v obou skupinách A a B (Obr. 1).

V tomto světle se velmi zajímavě jeví řešení původu zvýšených akumulací granátu v rozsypech. Téměř s jistotou lze předpokládat primární původ granátu v metamorfovaných horninách, což podporují struktury jejich růstové rotace a charakter inkluzí. Výše popsaná geografická distribuce vzorků skupiny A neodpovídá svým rozsahem přímo žádné z podložních jednotek krystalinika (bítešská ortorula, vnější fylity, poličské a svratecké krystalinikum), ačkoliv metamorfní stupeň granátové izogrady zde překračují prakticky všechny tyto jednotky (Tichý 1992). Vzorky z oblasti hornin granátové zóny (bítešská ortorula, vnější fylity) mají nízké obsahy granátu, navíc staurolit, který doprovází granát v místech s jeho zvýšenými obsahy, limituje zdrojovou oblast na jednotky s metamorfózou dosahující staurolitové



východozápadní profilová linie napříč směru svorové zóny

Obr.1 Obsahy granátu ve východozápadním směru. Vysvětlivky: kroužky - zvýšené obsahy granátu, skupina A; body - nízké obsahy granátu, skupina B; křížky - vzorky z východního křídla klenby, skupina C.

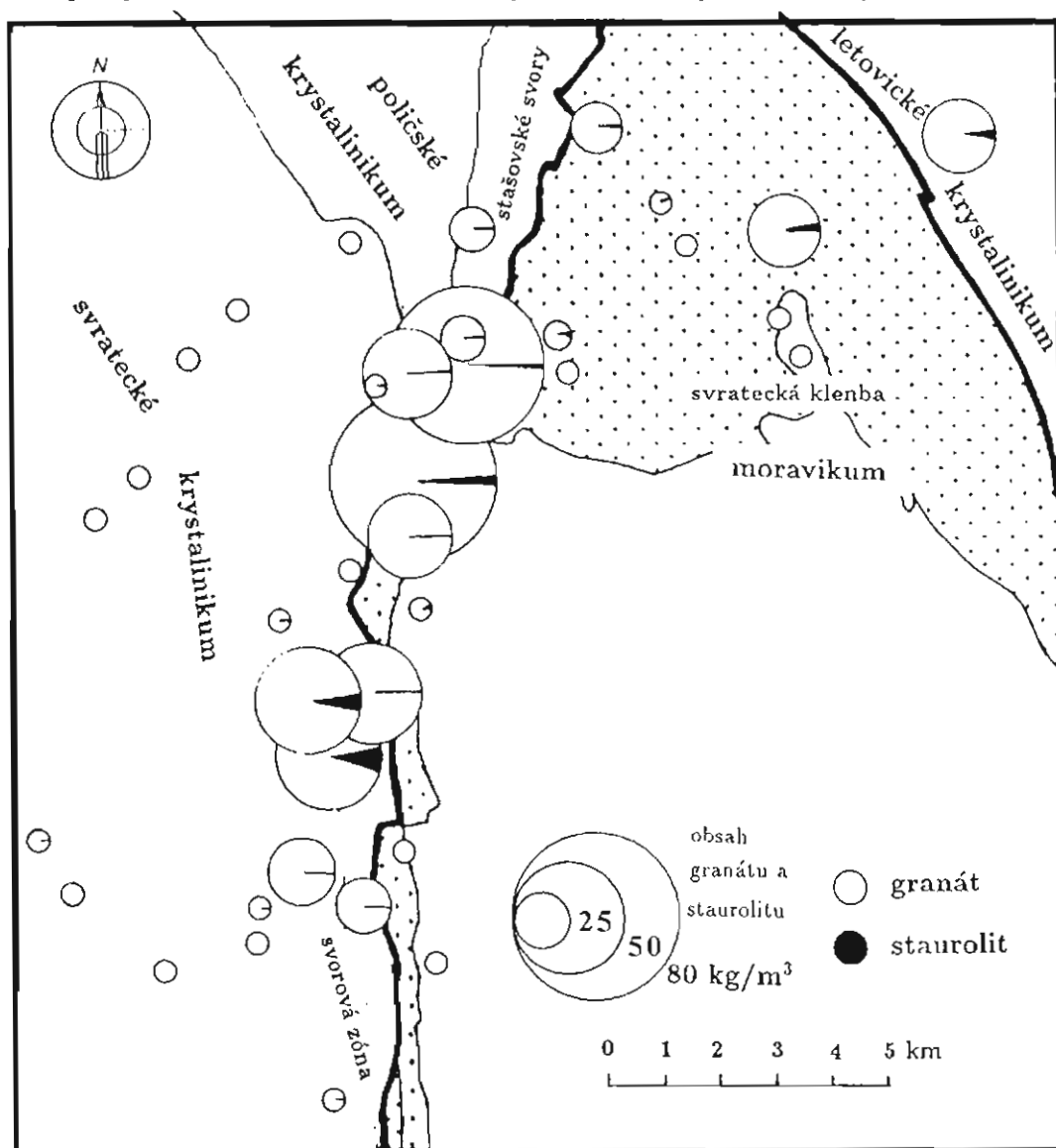


severojižní profilová linie ve směru svorové zóny

Obr. 2 Obsahy granátu v severojižním směru. Vysvětlivky viz Obr.1.

izogrady, kterými jsou svratecké a poličské krystalinikum a stašovské svory (Tichý 1992). Zvýšené obsahy opravdu leží hlavně na horninách těchto jednotek, avšak nikoliv v celém jejich rozsahu, ale koncentrují se do nejtěsnějšího okolí jejich styku s moravikem a vystihují tak průběh tzv. svorové zóny. V oblasti dále k SV mimo předloženou mapu, tj. mezi Vířem a Poličkou, mají

svorových hornin a příhodnou morfologií. Vazba na různé jednotky, avšak pouze na pásmo v těsném nadloží moravika, se zdá být zprvu poněkud překvapivá. Toto pásmo je charakterizováno převráceným sledem jednotek (moldanubikum v nadloží svrateckého krystalinika a to v nadloží poličského krystalinika) oproti situaci na západě mezi Novým Městem na Moravě a



Obr. 3 Schématická mapa s vyznačením geologických jednotek a výsledků šlichové prospekce. Vysvětlivky: bílé výseče - granát, černé výseče - staurolit, průměr koláčových diagramů odpovídá součtu množství granátu a staurolitu v kg/m^3 .

sedimenty toků na těchto jednotkách pouze nízké obsahy granátu (obsahy granátu ve všech vzorcích byly pod 13 kg/m^3 s výjimkou jediné hodnoty 24 kg/m^3 v podsítné frakci).

Otázkou tedy zůstává proč podobné rozsyповé akumulace granátu nevznikly i v jiných částech svrateckého nebo poličského krystalinika, přestože se jedná o tytéž jednotky s poměrně hojným zastoupením

Poličkou (poličské krystalinikum v nadloží svrateckého a to v nadloží moldanubika). Tato zóna překocení byla interpretována jako střížná zóna na bázi lugodanubického příkrovu nasunutého na moravikum (Melichar 1995). Odlišná tektonická pozice tak může indikovat i poněkud odlišný metamorfní vývoj v tomto pásmu inverzní tektoniky proti nepřekocným částem sledu jednotek na západě.

Literatura

- Melichar R. (1995): Vztah moldanubika, svrateckého a poličského krystalinika v rámci geologie východního okraje Českého masivu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 96-97, Brno.
 Pytlíková K. (1993): Zdrojové horniny granátu v povodí řeky Křetinky. - MS, Kat. min. petr. geoch. PřF MU, Brno.
 Stíř R. (1994): Výskyt akumulací granátu v povodí řeky Svatky. - Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 1993, 97-98, Brno.
 Tichý M. (1992): Inverzní metamorphosa v severním křídle svratecké klenby. - MS Přírodověd. Fak. Univ. Karl. Praha.

ANTROPOGENNÍ SOUČÁSTI ŠLICHOVÝCH VZORKŮ

Anthropogenic constituents of heavy mineral concentrate samples

Jiří Švestka

GEOMIN družstvo, Znojemská 78, 586 56 Jihlava

Key words: metallic and non-metallic contaminants, synthetic and anthropogenic minerals, spheroides

V rámci zpracování úkolu "Regionální šlichová prospekce ČR" byly v 90. letech vyhodnoceny vzorky z kulmu širšího okolí Drahan a Libavé, flyšového pásma, neogénu v okolí Ostravy a Opavy a kvartérních sedimentů řek Moravy, Dyje, Odry a Bečvy (Abraham et al. 1994, 1995).

V těžkém podílu šlichových vzorků se často objevuje kovové a nekovové znečištění jako důsledek antropogenní činnosti. Toto znečištění bývá nejhojnější ve vzorcích odebraných v průmyslových oblastech a v okolí městských aglomerací. Někdy bývá obsah této

Ze syntetických minerálů se nejčastěji objevuje korund, většinou jasně modré barvy, čistý, bez inkluzí a dále barevné spinely (růžové, fialové, namodralé). Podle chemických analýz se v korundech objevují stopové obsahy Ca, Ti, Mg, Fe a dalších prvků (Tab. 1).

Další skupinou antropogenních minerálů jsou nerosty, které vznikají sekundárně v oxidačně - redukčních podmínkách v kontaminovaných sedimentech. Tak vznikají nejčastěji minerály olova (minium, cerusit, mendipit), ale i sloučeniny železa (silicidy, siderit). V syntetických minerálech Pb se kromě izomorfních prvků

číslo vzorku	lokalizace	určení	chemické složení
15-443/63	6 km jz. Havlířova	korund (synt.)	(Al _{1,979} Fe _{0,021})O _{3,000}
35-111/4	1 km jv. Ostrožské N. Vsi	korund (synt.)	(Al _{1,784} Ca _{0,153} Ti _{0,081} Mg _{0,037} Ce _{0,007} Zr _{0,003})O _{3,000}
25-124/31a	2,5 km jz. N. Jičína	cerusit (synt.)	(Pb _{0,560} Ca _{0,031} Cr _{0,248} Na _{0,154} K _{0,150})(Cl _{0,000} PO _{0,502} CO _{0,423})O _{3,000}
25-124/31b	2,5 km jz. N. Jičína	skupina mendipitu (synt.)	Pb _{1,000} Cl _{0,737} O _{1,000}
25-231/91	Mořkov u N. Jičína	siderit (synt.)	(Fe _{0,441} Ca _{0,102} Mn _{0,101} Si _{0,010} Al _{0,050})CO ₃
35-123/37	2,5 km jv. Strání	siderit (synt.)	(Fe _{0,811} Mn _{0,080} Mg _{0,040} Ca _{0,010})CO ₃
15-444/65a	3 km j. Čes. Těšína	kovové znečištění (ferdisilicit)	(Fe _{0,833} Al _{0,227} Cr _{0,004})Si _{2,000}
15-444/65b	3 km j. Čes. Těšína	kovové znečištění (fersilicit)	(Fe _{0,823} Cr _{0,000} Al _{0,000} Ta _{0,006})Si _{1,000}
25-222/98	5 km jz. Třinec	kovové znečištění (ferdisilicit)	(Fe _{0,878} Ta _{0,006})Si _{2,000}
25-232/108	6 km jv. Frenštátu p. R.	kovové znečištění (fersilicit)	(Fe _{0,010} Cr _{0,010})Si _{1,000}
94Db/17	3,5 km z. Plumlova	kovové znečištění	(Pb _{2,000} Sr _{0,774} O _{4,348} Cl _{1,000})
95Bb/78a	0,5 km v. Vel. Bystřice	kovové znečištění	(Cl _{0,706} Zr _{0,228} Si _{0,004})
95Bb/78b	0,5 km v. Vel. Bystřice	kovové znečištění	(Pb _{1,360} Sb _{0,148} Na _{0,110} So _{0,175} O _{3,145} Cl _{1,000})
94Db/39	2,5 km zjz. Plumlova	nekovové znečištění (sklo)	(47,9% PbO; 4,4% UO ₂ ; 3,3% Al ₂ O ₃)
96Ac/9	8 km s. Lipníka n. Beč.	nekovové znečištění (sklo)	(58,8% PbO; 2,7% Al ₂ O ₃ ; 1,0% ZnO; 0,9% Y ₂ O ₃ ; 0,8% CaO; 0,7% FeO; 0,4% MgO; 0,2% K ₂ O)
95Bb/63	2 km jv. Hluboček	sférušky (sklo)	(35,9% CaO; 10,8% Al ₂ O ₃ ; 1,3% MnO; 1,0% MgO; 0,7% K ₂ O; 0,7% SO ₃ ; 0,6% TiO ₂ ; 0,4% FeO)
94Db/43	5,5 km svv. Prothanova	sférušky (hercynitové složení)	(Fe _{1,221} Mg _{0,344} Ca _{0,006})(Al _{1,565} Cr _{0,007} Ti _{0,004} Si _{0,010})O _{4,000}

Tab. 1 Příklady chemického složení znečištění šlichových vzorků (mikrosonda PíF MU Brno).

složky i v množství nad 1 kg/m³ původního sedimentu. Chemické složení různých typů znečištění bylo průběžně zjišťováno mikrosondou na PíF MU v Brně (Tab. 1).

Nejčastějšími složkami znečištění bývají syntetické minerály používané jako brusiva, sekundární minerály Pb a Fe, úlomky kovů, strusky, těžká skla, úlomky keramiky a tzv. sférušky.

objevují Sn a Sb (určeno spektrálně) a dále Cr, Na, K, P. Silicidy Fe mívají složení mezi FeSi (fersilicit) a FeSi₂ (ferdisilicit) s příměsí Ta, Cr a jiných prvků. V sideritech byly analyzovány stopové obsahy Ca, Mn, Si, Al a Mg.

Kovové znečištění se objevuje ve všech frakcích šlichového vzorku (ferromagnetické, paramagnetické

i nemagnetické). Jedná se většinou o úlomky kovů (drátky, plíšky, kapičky) a o strusky. Chemické složení kovového znečištění bývá velmi pestré. Vedle úlomků železa a čisté mědi se objevují slitiny Pb, Cu, Sb, Zn, Hg, Ag, Sn, As, Bi a jiných prvků.

Nekovové znečištění se nachází především v nemagnetické frakci šlichů. Většinou se jedná o nekovové strusky, těžká skla, úlomky keramiky, glazur a pod. Těžká skla bývají různě zbarvená a mají velmi pestré chemické složení (Tab. 1).

Zajímavou a častou složkou šlichových vzorků jsou

tzv. sférušky. Tvoří drobné i větší kuličky, někdy kovového vzhledu a silně magnetické, jindy jsou tvořené silikátovými skly a jsou čiré, bílé, hnědé až černé barvy. Světlé sférušky někdy svítí pod UV lampou modrobíle, ale i v jiných odstínech. Velká část sférulek je patrně antropogenního původu (parní lokomotivy, spad z komínů), část jich může vznikat ze sopečných skel, nelze vyloučit ani jejich meteorický původ. Chemicky se jedná nejčastěji o těžká skla různého chemického složení, o silicidy Fe se stopovou příměsí Cr, Ti, Mn a dalších prvků. Byla analyzována i sféruška hercynitového složení (Tab. 1).

Literatura:

- Abraham M. et al. (1994): Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol III - Českomoravská vrchovina, dílčí úkol I - Flyš. - MS MH ČR. Praha.
 Abraham M et al. (1995): Regionální šlichová prospekce České republiky, dílčí úkol IV - Vymezené prostory, dílčí úkol V - Orlické hory. - MS MH ČR. Praha.

SULFIDICKÁ MINERALIZACE NA LOKALITĚ "SCHUSTERLOCH" U HLUBOČEK

Sulphide mineralization at the locality "Schusterloch"
 near Hlubočky

(25-11, Hlubočky)

Jiří Zimák

Katedra geologie PřF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

Key words: hydrothermal mineralization, Nízký Jeseník Upland.

Dosud přístupná štola označovaná jako „Schusterloch“ (příp. „Goldloch“, „Marie Sněžné“ nebo „štola v Pekelném údolí“) leží nad pravým břehem Bystřice (zhruba 3 m nad hladinou řeky, asi 10 m od jejího břehu), oproti domova důchodců v Hlubočkách. Podle archivních materiálů (zpracovaných Novákem a Štěpánem 1985) pochází tato štola z 2. poloviny 18. stol. (báňské práce zde byly vzhledem k naprosté neúspěšnosti zastaveny v r. 1772). Štola prochází v celé své délce cca 95 m kulmskými drobnými s vložkami jílových břidlic, resp. siltových břidlic. - O mineralogických poměrech na lokalitě „Schusterloch“ se stručně zmiňují Losert (1957, 1962), Klímek (1982), Češková a Klímek (1983). Úvodní část štoly je ražena severním směrem, na 12 m se štola stáčí k západu a sleduje výrazný puklinový systém 190-200°/75-80° s žilami se sulfidickým zrudněním; na cca 25 m se z nezjištěných příčin odklání od mineralizované zóny a postupuje dále směrem k ZJZ; na 82. m štola ostře zahýbá k jihu a vzdaluje se tak ještě více od zóny s relativně bohatým sulfidickým zrudněním.

Hydrotermální mineralizace ve štolě „Schusterloch“ a v jejím bezprostředním okolí (v 7 m dlouhé štolě s ústím 2 m jižně od štoly „Schusterloch“,

ve skalních výchozech nad pravým břehem Bystřice a ve dvou štolách za domovem důchodců) má charakter pravých křemenných, křemen-karbonátových nebo karbonátových žil, jejichž mocnost se zpravidla pohybuje řádově v cm, výjimečně i kolem 1 m (mocnost cca 1 m má např. sterilní křemenná žíla v jedné ze štol za domovem důchodců). Ve štolě „Schusterloch“, sousední štolě a na okolních výchozech je většina žil vázána na strmé pukliny se směrem sklonu v intervalu 165-215° (výrazně převažují žíly 190-200°/75-80°), méně frekventované jsou žíly 290-310°/55-75°, 340-360°/70-85°, příp. i jiné orientace. Sulfidická mineralizace byla dosud zjištěna jen na drobných žilách (o mocnosti max. 10 cm) ve štolě „Schusterloch“. K podrobnějšímu výzkumu byly odebrány vzorky žiloviny se sulfidickým zrudněním hlavně z prvních 30 m štoly „Schusterloch“, m.j. i z „Východní žíly“, která je zmiňována již v archiváliích z 18. století (viz Novák a Štěpán 1984), a také z posledních 25 m této štoly. Na základě textur žilné výplně lze rozlišit dva hlavní typy hydrotermální mineralizace se sulfidy. Prvním typem jsou právě žíly s variabilním zastoupením křemene a karbonátu (kalcitu). Tyto žíly mají někdy výraznou páskovanou stavbu - v okrajových partiích žil často dominuje křemen,

v jejich centru karbonát. Zrna sulfidů (pyritu, galenitu a chalkopyritu) jsou na těchto žilách někdy uspořádána do nesouvislých pásků probíhajících víceméně paralelně s jejich okrajem (obdobně jako na rudním výskytu v blízkém Mariánském Údolí - viz dolní polovina Obr. 2 v článku Zimáka a Večeři 1991). Na křemen-karbonátových žilách se chalkopyrit společně s pyritem obvykle koncentruje v periferní křemenné partii žil (chalkopyrit se často nachází přímo na kontaktu žily s okolní drobou); galenit je přítomen spíše v centrálních partiích, často společně s karbonátem - to však neplatí obecně, neboť např. na „Východní žile“, která je na galenit nejbohatší žilou ve štole „Schusterloch“, se galenitové agregáty o velikosti až 2 cm vyskytují hlavně v křemenné žilovině (karbonát je na „Východní žile“ přítomen jen ve velmi malém množství). Druhým typem hydrotermální mineralizace se sulfidy jsou žily s brekciovitou texturou. V žilovině jsou uzavřeny až několik cm velké úlomky kulmských sedimentů (zpravidla droby), které jsou kokardovitě obrůstány křemenem, na nějž někdy nasedá mladší karbonát (kalcit). Některé brekciovité žily jsou tvořeny úlomky kulmských sedimentů setmelenými jen hrubozrnným karbonátem. I na žilách s brekciovitou texturou jsou rudní minerály zastoupeny galenitem, chalkopyritem a pyritem: zcela obdobně jako u žil I. typu je galenit přítomen hlavně v asociaci s karbonátem, zatímco pyrit a chalkopyrit jsou prostorově spjaty spíše s křemenem. V žilách obou typů se někdy vyskytují drúzové dutiny s až 1,5 cm velkými krystaly křemene (příp. křišťálu); byly zde zjištěny i drobné klence silně limonitizovaného karbonátu (snad dolomit-ankeritové řady). Karbonáty jsou na hydrotermálních žilách ve štole „Schusterloch“ zastoupeny kalcitem. Parciálními chemickými analýzami 4 žilných karbonátů (kalcitů) bylo zjištěno 50,36-55,48 % CaO, 0,02-0,06 % MgO, 0,13-0,22 %

FeO a 0,38-0,73 % MnO (analytik: Ing.J.Faimon, PřF MU Brno); výsledek chemické analýzy jednoho vzorku kalcitu (s mírně zvýšenými obsahy Mg, Fe a Mn) uvádí Klímek 1982). Problematická je přítomnost karbonátů dolomit-ankeritové řady, které jsou relativně hojné např. na rudním výskytu v Mariánském Údolí. - Sledován byl i chemismus sintrů, které lokálně pokrývají stěny štol „Schusterloch“ (55,80 % CaO, 0,26 % MgO, jen stopy Fe a Mn). Pyrit je v obou hlavních typech hydrotermální mineralizace přítomen v podobě hypidimorfních až idiomorfních individuí o velikosti max. 1,5 mm. Chalkopyrit a galenit tvoří alotriomorfní zrna a jejich nepravidelné agregáty o rozměrech zpravidla do 1 cm. V nábrusech lze často zjistit obklopování a zatlačování pyritu chalkopyritem (v pyritu jsou někdy velké inkluze galenitu a chalkopyritu, které rozhodně nelze považovat za výsledek zatlačování). Chalkopyrit i galenit pronikají po intergranulárách mezi křemennými zrny (zjevně je zatlačování křemene galenitem); galenit také proniká mezi zrny karbonátu a zatlačuje je. Supergenními procesy je z rudních minerálů postižen hlavně chalkopyrit, jenž bývá přeměněn na „stilpnosiderit“, v němž lze původní chalkopyrit někdy zjistit jen v reliktech, společně s covellinem a chalkozinem. V okolí limonitizovaného chalkopyritu se často vyskytuje malachit, někdy společně s modrozelenými povlaky, které jsou tvořené patrně chryzokolem. Bílé povlaky supergenních produktů na galenitu nebyly blíže studovány (podle jejich charakteru na makrovzorcích i v nábrusech jde zřejmě o anglezit nebo cerusit). Lokálně se supergenní procesy pojevují velmi silným rozvětráním karbonátu. Hydrotermální mineralizace ve štole „Schusterloch“ a na dalších výskytech v údolí Bystřice geneticky odpovídá patrně žilám alpského typu (Češková, Klímek 1983, Zimák 1994).

Literatura:

- Češková J., Klímek L. (1983): Lokalita Hlubočky. - In: Komplexní geologický výzkum vybraných oblastí moravského a slezského bloku, 122-126. MS. PřF UJEP Brno 1983.
- Klímek L. (1982): Geologické poměry v okolí Hluboček u Olomouce. - MS. Dipl.práce. PřF UJEP Brno 1982.
- Losert J. (1957): Předběžná zpráva o orientačním průzkumu některých ložisek olověných a zinkových rud v Oderských vrších. - Zpr. geol. výzk. v r. 1956, 100-101.
- Losert J. (1962): Olověno-zinková ložiska a výskyty v Oderských vrších. - Slezský ústav ČSAV v Opavě 1962.
- Novák J., Štěpán V. (1984): Báňsko-historický výzkum Hrubého Jeseníku a západní části Nízkého Jeseníku. 4. Ložisková oblast Ag-Pb-Cu rud v povodí řeky Bystřice - Lošov, Velká Bystřice, Hlubočky, Hrubá Voda. - MS. ÚÚG Praha 1984.
- Novák J., Štěpán V. (1985): Ložisko Ag, Pb, Cu rud Lošov (Velká Bystřice) v kulmu Nízkého Jeseníku. - Sbor.GPO, 30, 153-157.
- Zimák J. (1994): Nové výskyty polymetalické mineralizace v údolí Bystřice (kulm Nízkého Jeseníku). - Geol. výzk. Mor.Slez. v r. 1993, 69-70. Brno 1994.
- Zimák J., Večeřa J. (1991): Mineralogická charakteristika Cu-Pb zrudnění na lokalitě "Zlatý důl" u Hluboček-Mariánského Údolí u Olomouce. - AUPO, Fac.r.nat. 103, Geogr.-geol. 30, 63-74.

GEOARCHEOLOGIE

GEOARCHAEOLOGY

PETROGRAFICKÉ ROZBORY STŘEDOVĚKÉ BRNĚNSKÉ KERAMIKY

Petrographic analyses of the Medieval Brno ceramics

(24-34, Ivančice)

Miroslava Gregerová

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PpF MU, Kottlářská 2, 611 37 Brno

Key words: ceramics, glazes, carbon coating, degree of absorption, mineral composition, firing temperature

Pro potřeby Ústavu Archeologické památkové péče v Brně byly, ve spolupráci s PhDr. R. Procházkou, CSc., provedeny rozbory 13 vybraných střepů brněnské středověké keramiky z období po r. 1440.

Makroskopicky byly studované střepy rozděleny na glazurované, zakuřované, s „lesklou“ a „zlatou“ slídou, střepy pálené v oxidačních i redukčních podmínkách, s karbonáty i grafitovou surovinou. Z mikropetrografických rozborů vyplynula značná technologická podobnost mezi jednotlivými střepy.

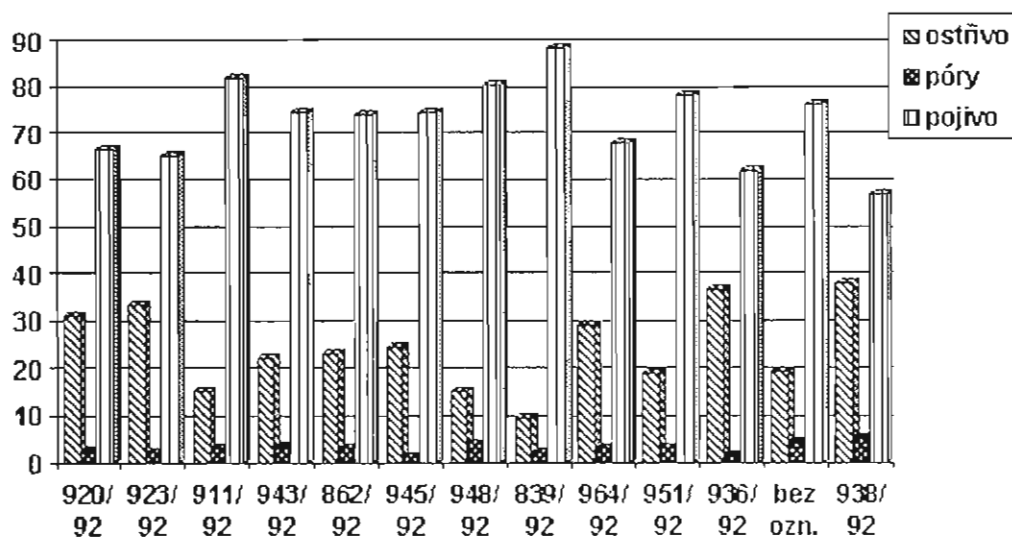
Základní poznatky o složení jsou názorně zobrazeny v grafu (Obr. 1) a dokládají především variabilitu mezi ostřivem a pojivem. Porozita je vždy velmi nízká.

Pro zjištění teploty výpalu keramického střepu bylo použito jednak přepalování střepů a jednak závislosti mezi

nasáklivostí studovaných střepů a jejich barvy.

Ve studovaném souboru byly přítomny i střepy engobované „břečkou“ velmi jemnozrnné (pravděpodobně přeplavené) pojivové suroviny a dva barevně odlišné střepy glazurované.

Glazura je rovnoměrně silná, její mocnost se pohybuje kolem 0,3 mm, nanášena byla smočením nádoby do roztoku glazurovací směsi. Výpal glazury je úplný a kvalitní (je přítomno pouze sklo). I přesto, že pouhým okem nepozorujeme na povrchové úpravě žádné změny, pod polarizačním mikroskopem je patrný systém velmi jemných prasklinek. Teplota výpalu u obou střepů, pokud budeme vycházet z křivek udávajících vztah mezi slinutím keramického střepu a jeho nasáklivostí ukazuje na teplotní interval mezi 920-1050° C (se zavedením určitého



Obr. 1 Kvantitativní poměry mezi ostřivem, pojivem a porozitou studovaných keramických střepů.

nasáklivostí a teplotou u dobře a obtížně sliňujících surovin a surovin s přísadkou karbonátů. Studium bylo prokázáno, že teploty výpalu studovaných keramických střepů již poměrně dobře korespondují s teplotami uváděnými v současné době pro tzv. hrnčířinu nebo stavební keramiku a pohybují se nejčastěji kolem 950° C. Pouze u čtyř sledovaných střepů můžeme předpokládat teploty vyšší (839/92, 948/92, 936/92 a střep bez označení). Na teploty výpalu bylo usuzováno: podle minerálního složení, sliňování, přítomnosti sklovité fáze, vlivu karbonátů,

předpokladu, že nižší z uvedených teplot by platila v případě použití lehce sliňující zeminy, vyšší pak pro případ obtížně sliňující zeminy, Lach 1965).

Protože je známo, že glazurovací roztoky mohou mít různé složení byly střepy chemicky analyzovány (viz Tab. 1).

Z Tab. 1 je patrné, že byla použita glazura olovnatá. Dvě analýzy ze dvou ploch stejného střepu nám dokládají chybu, která závisí na metodice stanovení. Srovnáním chemického složení obou glazur dospějeme k závěru, že

Chemické složení	glazura 1, střep č. 920/92	glazura 1, střep č. 920/92	glazura 2, střep č. 923/92	glazura 2, střep č. 923/92
PbO	57,881	58,012	56,303	56,461
SiO ₂	34,055	32,663	25,787	25,849
Al ₂ O ₃	5,786	5,436	4,037	4,056
MgO	1,024	1,079	0,786	0,789
CaO	0,975	0,808	0,668	0,667
K ₂ O	1,248	0,984	0,658	0,665
FeO	2,304	2,989	2,204	2,240
TiO ₂	0,361	0,473		0,327

Tab. 1 Chemické složení glazur glazurovaných střepů ve dvou plošných analýzách (rastrovací mikroskop CAM SCAN + EDAX)

pokud vezmeme v úvahu předpoklad dvou vypalovaných vsádek keramiky, lze na základě uvedených analýz soudit, že glazurovací směs připravoval stejný výrobce, ze stejných surovin. Rozdíly jsou tak malé, že i v současné době při zcela automatizovaném procesu jsou rozdíly v chemickém složení připravovaných glazurovacích směsí mnohdy větší.

Podle údajů Jadrníčka (1923) se v této době používala olovnatá glazura, jejíž složení velmi dobře koresponduje s uvedenými údaji poměru SiO₂:PbO = 35-45: 65-55. Často byly diskutovány i otázky vlivu Al₂O₃, MgO a CaO. Autor konstatuje, že nízké obsahy těchto oxidů nejsou na závadu, a že olovnaté glazury začínají tát při teplotách kolem 950° C. Jadrníček dále uvádí, že křemen v glazurovacích polevách nabývá vlastností skla, ve střepu však bývá ještě neroztavený většinou jen povrchově slinutý. Toto platí i v případě studovaného souboru.

Studium střepu se zřetelím na povahu výchozí suroviny prokázalo již velmi dobrou znalost používaných materiálů. Z hlediska současné keramiky odpovídají běžným cihlářským surovinám. Všechny v detailních popisech uváděné cihlářské a keramické suroviny nalezneme na katastrálním území historického jádra města Brna. V současné době jsou téměř všechny historické cihelny zakryty zástavbou a komunikacemi (Dřimal et al. 1968).

Většina studovaných střepů nese znaky tzv. primitivnějšího výpalu, s nerovnoměrně rozptýleným žárem,

pravděpodobně v dvoukomorové peci. Výpal střepů byl prováděn většinou v redukčním prostředí, pouze u tří vzorků se uplatnil výpal oxidační: 936/92, 923/92, 920/92.

Mikrostruktura vybraných keramických střepů je submikrokrystalická. Nebyly zjištěny střepy přepálené ani taveninově zhroucené.

V případě dvou střepů (vzorku 964/92 a 951/92) nelze vyloučit, že jde o tzv. „zakuřované zboží“. Jestliže v oblasti stability CO₂ (CO je stabilní při vyšších teplotách, při nízkých je naopak stabilní CO₂, přechod mezi oběma oblastmi stability je uváděn v rozmezí teplot 500-900° C) přijde CO ve styk s páleným zbožím může se rozložit podle reakce 2 CO = CO₂ + C, což vede k usazování uhlíku. Keramický střep tak získává černou barvu „nalepením tzv. amorfního uhlíku“. Katalyzátorem uvedené reakce je volný Fe₂O₃. Tyto dva vzorky mají i speciální složení ostřiva. Jejich ostřivo pochází z dvojslídých granátových svorů, které na území města Brna a v jeho blízkém okolí nenalezneme. Pravděpodobně nejbližší výskyty těchto hornin jsou např. u Svojanova nebo v širším okolí Víru.

Již takto velmi úzký profil střepy brněnské středověké keramiky ukazuje, že tato keramika svojí technologií, volbou surovinových směsí, povrchovými úpravami, teplotami výpalu a mikrostrukturou se nejvíce blíží soudobé stavební a hrnčířské keramice.

Literatura:

Dřimal et al. (1968): Dějiny města Brna. - Nakl. Blok. Brno.

Jadrníček V. (1923): Póroviny a jejich chování k bezbarvým olovnatým polevům. - Stavivo, 4, 17, 201-203. Praha.

Lach V. (1965): Technologie cihlářské výroby - Keramika I., SNTL. Praha.

PŘÍČINY DEGRADACE STAVEBNÍCH MATERIÁLŮ LEDNICKÉHO ZÁMKU

Causes of degradation of the Lednice chateau building materials

(34-23, Břeclav)

Miroslava Gregerová¹, Pavel Pospíšil²

¹ Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² Ústav geotechniky, FaSt VUT, Veveří 95, 662 37 Brno

Key words: degradation, moisture, material building stone, artificial building stone

Zámek v Lednici byl postaven před rokem 1585 v renesančním slohu na místě raně gotické tvrze ze 13. století. Barokně byl přestavěn ve 2. polovině 17. století. Z této přestavby se zachovala jízdárna se stájemi od J. B. Fischera z Erlachu. Poslední přestavby zámku v Lednici byly prováděny v letech 1846 až 1858 podle projektu architekta Jiřího Wingelmlera a dokončeny jeho asistentem Janem Heindrichem. Architektonicky byla přestavba pojata ve stylu anglické novogotiky. Plastická výzdoba na fasádě je ukázkou vrcholného romantismu. Nedílnou součástí zámku je také skleník s tropickou vegetací postavený v polovině minulého století a rozsáhlý zámecký park.

Materiály použité pro výstavbu byly různorodé. Stavitelé použili kombinaci přírodních a umělých materiálů: **I. sádra** byla použita jako náhrada štukové omítky či přírodního kamene, jsou z ní zhotoveny krápníky v umělé jeskyni

II. umělý „italský“ kámen - imituje organodetritický vápenec nahrazuje na řadě míst přírodní kámen, je velmi dobré kvality

III. přírodní kámen

A. pískovec dva typy (Božanov?, Maletín - jemnější zrnitý, neznámá lokalita - hruběji zrnitý)

B. opuka dva typy (Letovice? a neurčená lokalita)

C. vápenec

1. světležlutý

2. mušlový (lithotamniový, Rakousko)

3. mušlový (lithotamniový, místní proveniencí - Hlohovec u Lednice)

Kromě výše uvedených byly některé vzácnější typy hornin (svou barvou a texturou) použity jako dekorativní prvky v interiéru.

Exteriéry zámku jsou značně poškozeny. Stav většiny plastických prvků na fasádách je možno označit za havarijní (Martíňák 1994). Štukové omítky jsou z části až na zdivo opadány, jinde zpuchřelé. Zbytky dochovaných omítek jsou hloubkově zkorodovány, drolí se a práškovatí. Jedním z faktorů rozpadu štukových omítek je i způsob jejich pozdějších oprav, kdy, pravděpodobně v roce 1926, byly přetaženy tvrdou maltou s použitím cementu a tím bylo zabráněno přirozenému prostupu vodních par. Kamenný soklový obklad, navazující na terén, tvořený pískovcovými a vápencovými deskami je mírně korodován a pokryt minerálními krustami a mechy. Plastická ornamentika ze sádry je značně poškozena vlivem okolního prostředí. Koryta chrličů, která jsou zhotovena z umělého „italského“ kamene, jsou v poměrně dobrém stavu. Poškozena jsou jen lokálně v místech koroze železných

armatury. Korodujícími železnými čepy jsou poškozeny rovněž přírodní kameny, u kterých bylo tohoto materiálu použito jako spojovacích prvků. Většina, ať přírodních či umělých kamenů je povrchově zvětralá a potažena minerálními krustami a rostlinným krytem (nejvíce mechy). V rámci oprav kamenných prvků byly na mnoha místech použity maltové plomby.

Stavba lednického zámku se vyznačuje určitou specifičností. Tato se týká zejména izolace zdiva mezi suterénními a obytnými prostory. Jako izolační prvek bylo zvolen olověný plech. Izolace je stále velmi kvalitní, na povrchu se vytvořila tenká vrstvička oxidu, která brání další oxidaci kovu. Na styku s vápennou maltou se objevuje sádrovec, síran olovnatý ani další olovnaté soli se nám nepodařilo identifikovat ani na povrchu plechu ani v okolní maltovině.

Střecha je pokryta přírodní pokrývačskou břidlicí, velmi dobré kvality. Původní břidlice byla dovezena z Anglie. Tato byla na poškozených místech nahrazena českými břidlicemi. Tyto jsou však ve srovnání s výchozím materiálem mnohem méně odolné. Podél okrajů střechy byl položen měděný plech. Je již značně zkorodovaný, láme se a místy je zcela rozdrobený. V nejvíce poškozených partiích dochází k zatékání dešťové vody do zdiva a makroskopicky pozorujeme směsi zelených sekundárních minerálů mědi, které prosakují do omítek až do hloubky 1 mm. Na spodní straně měděného plechu se opět setkáváme se sádrovcem, jehož krystalky zde dosahují relativně značné velikosti (až 0,05 mm).

Vedle sádrovce se můžeme nalézt i minerály ze skupiny atacamitu (vodnatých chloridů mědi) a další sekundární minerály mědi (chalkozin a chalkantit).

Chemické složení bylo studováno v rovinných řezech výše diskutovanými materiály pomocí rastrovacího elektronového mikroskopu CAM SCAN v kombinaci s EDAX.

Výsledky prokázaly, že stavební prvky obsahují vodorozpustné a hygroskopické soli (chloridy a sírany). Jejich koncentrace je proměnlivá v závislosti na místě odběru vzorků a povaze stavebního materiálu.

Jak již jsme několikrát upozornili v předchozích pracích, projevovalo se působení kyselých srážek nejen v přírodním prostředí (geologickém podloží, kvalitě podzemních vod, urychlování procesů zvětrávání), ale projevuje se i ve stabilitě stavebních materiálů.

Každý systém, ať již přirozený či umělý se vyznačuje určitou geochemickou reaktivitou, schopností daného prostředí reagovat na změnu vnějších fyzikálně chemických

podmínek. Nejdůležitější reakce se odehrávají na rozhraní voda - hornina, voda - maltovina, maltovina - cihla, maltovina - kov. Tyto reakce vedou k rozkladu původního materiálu za vzniku rozpustných složek a případné tvorby druhotných minerálů. Obecně můžeme tento proces probíhající změn nazvat chemickou degradací materiálu.

Pokud bereme v úvahu všechny stavební materiály, které našly uplatnění ve stavebních prvcích lednického zámku, pak můžeme konstatovat, že nejstabilnější je "italský umělý kámen".

Vliv povětrnostních a klimatických podmínek je nejvíce patrný na destrukci měděných plátů použitých na ukončení břidlicové střešní krytiny. Tyto měděné pláty jsou rozpraskané, pokryté sekundárními minerály mědi až zcela zkorodované. Jak ukázaly výsledky distribuce prvků lze za jeden z hlavních prvků, které se uplatnily při destrukci tohoto materiálu považovat chlór. V produktech přeměn můžeme pomocí EDAX analýzy identifikovat spolu s atacamitem ($\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$) i malachit ($\text{Cu}_2(\text{OH})_2/\text{CO}_3$) a chalkantit ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Produkty rozkladu měděného plechu zabarvují zeleně okolní maltoviny. Vyskytují se však pouze na jejich povrchu, nepronikají do hloubky.

Chemickou destrukcí jsou postiženy všechny stavební materiály lednického zámku. Chemická a mechanická destrukce spolu úzce souvisí a můžeme říci, že největším nepřítelem daného objektu je základová voda a atmosférická vlhkost.

Každá stavba se vyznačuje určitým množstvím vlhkosti, který je vlastní použitému materiálu. Pokud vlhkost nepřesáhne míru danou vlhkostí rovnovážnou není stavebnímu materiálu na závadu (Lebeda 1994).

Jak ukázaly výsledky chemického studia studované stavební materiály lednického zámku obsahují hygroskopické soli. Tyto mají tu vlastnost, že přejímají vodu z okolního vzduchu.

Jejich výskyt v objektu je pravděpodobně podmíněn:

- zvýšenými exhalacemi různých plynů v ovzduší (např. zvýšený obsah chlóru se zobrazuje v degradaci všech materiálů zejména však u měděného plechu)

- jednak jak ukázaly výsledky studia cementových malt a omítek nelze vyloučit, že tyto soli byly záměrně přidávány do směsi (např. CaCl_2 - hydrophilní přechází na antarcicit $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, urychloval tuhnutí), byly tedy jejich primární součástí. V současné době mohou být jedním z nejdůležitějších faktorů ovlivňujících vlhkost omítek a obecně zdiva.

Dalším faktorem, který se projevil v narušení přirozené vlhkosti objektu je porušení technických rozvodů v objektu.

Pokud chceme shrnout hlavní vady, které se negativně projeví v zavlhání a degradaci objektu lednického zámku můžeme uvést následující:

- Do stavebního objektu se dostala vlhkost změnou provozních parametrů uvnitř objektu, příkladně zvýšením

relativních vlhkostí a změn teploty, pro kterou nebyla stávající budova dimenzována (vybudování koupelny)

- dalším faktorem, který se zde uplatnil, jsou nesprávně provedené dodatečné úpravy objektu, nebo jejich dílčí konstrukce, při nichž mohlo dojít k porušení původních hydroizolací

- změnou mikroklimatu objektu - ucpaní odvětrávacích otvorů, negace větracího systému, dodatečné použití nepropustných materiálů znemožňujících difúzi vodních par apod.

- změna mikroklimatu v okolí stavby: zvýšení agresivity spodní vody, vzduchu a pod.

- vliv biologických látek. Vlhkost v suterénních prostorách je velmi dobrým předpokladem pro existenci organismů. Jde v podstatě o různé druhy nižších organismů jako jsou například bakterie a plísňe. Tyto organismy potřebují ke své existenci vlhkost a samy ji také kumulují, tím opět dochází k nárůstu vlhkosti vznikající působením fyzikálních a chemických pochodů

- trhliny na povrchu obvodového zdiva. K porušování omítek a zdiva zde může docházet různými vlivy. Uplatnit se zde mohla deformace omítek a jejich oddělování od vlastní zdi změnou vlhkosti, deformace omítek a oddělování vzhledem k nespojitelnosti dvou různých materiálů, deformace a oddělování omítek vzhledem k nedokonalému očištění od chemických rozpustných solí a hygroskopických solí před vlastní sanací atd.

Každý stavební materiál má svou hmotnostní rovnovážnou vlhkost. Tato je, jak již jsme poukázali v předchozích výzkumech, závislá na vodě adsorbované na stěnách pórů (mění se v závislosti na teplotě a vlhkosti vzduch v okolí), na povitosti studovaného materiálu (velikosti pórů, tvaru, vzájemné komunikativnosti), na obsahu přítomných rozpustných nebo hygroskopických solí a v neposlední řadě na světové straně, ke které je stavba obrácena. Jakékoliv narušení systému pak vede k chemické a mechanické degradaci.

Z uvedeného přehledu plyne, že rozpoznání mechanismu průniku vlhkosti a vody do různých stavebních materiálů je velmi složitou záležitostí. Odhalení všech procesů a jejich průběhu kinetiky je náročné a často i nemožné. Na řadu faktorů můžeme pouze usuzovat, v řadě z nich nemáme vhodný srovnávací standard, mnohdy nedokážeme odhalit ani povahu směsi výchozích použitých stavebních materiálů. Přitom otázku působení vody na stavební prvky a stavbu jako celek musíme brát komplexně, počítat se všemi faktory, se všemi zdroji vlhkosti, materiálovými změnami, mikrostrukturou a v neposlední řadě s chemickým složením materiálu. V úvahu musíme brát i všechny negativní vlivy, kterými mohl být materiál ve své historii ovlivněn.

Stanovení správné diagnózy pro následný úspěšný stavebně sanační zásah je prioritní. Identifikace příčin degradace stavebních materiálů je tak "základním stavebním kamenem" pro realizaci sanace.

Literatura:

Lebeda V. (1994): Zdroje vlhkosti zdiva. - Sborník referátů z konference Sanace zavlhlých staveb, 5-9. Opava.

Martiňák (1994): Restaurátorský průzkum - plastická výzdoba severního průčelí zámku v Lednici. - MS, Archiv zámek Lednice.

PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA STAVEBNÍCH MATERIÁLŮ PAMÁTEK OKRESU PROSTĚJOV

Petrographic characteristics of building materials from historical monuments of the Prostějov District

Miroslava Gregerová¹, Eva Střelcová²

¹Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

²ČGU Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: building stone, sandstone, graywacke, arkose, biotrititic limestone, weathering

Výzkumné práce byly v okrese Prostějov zaměřeny na:

1. posouzení současného stavu zvětrání stavebních a dekoračních kamenů
2. rozlišení jednotlivých stavebních fází hradu Plumlov pomocí mikropetrografických rozborů malt
3. vytipování oblasti (na základě petrografické charakteristiky), z které by mohl být použit kámen pro případnou rekonstrukci studovaných památek¹

Ke stavebním účelům byly v okrese Prostějov používány především břidlice, droby a slepence myslějovického souvrství (spodní karbon) západní části Drahanské vrchoviny. Ke kamenosochařským účelům se používaly pískovce a vápence. Pískovce jsou reprezentovány:

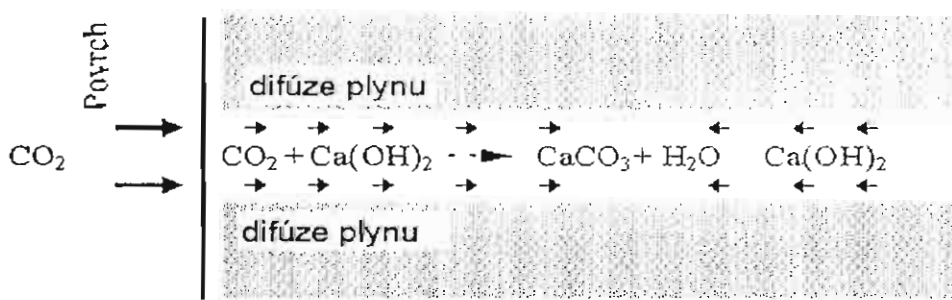
- žlutobílým a červenofialovým jemnozrnným pískovcem z oblasti české křídové pánve
- středně zrnitou tmavě žlutobílou arkózou z oblasti permu Boskovické brázdy.

Uvedené horniny se liší velikostí a stupněm zaoblení

podstavec a vlastní socha). Z těchto důvodů by mělo být provedeno petrografické zhodnocení před každým restaurátorským zásahem a získané poznatky je nutné vždy archivovat.

Přesná lokalizace původního místa těžby křídových pískovců, používaných v historii pro sochařské a stavební účely v okrese Prostějov, není možná. Existuje velká litologická pestrost jednak v rámci jednotlivých historických lomů jednak v použitém kamenosochařském materiálu. V současné době se těží v oblasti české křídové pánve pískovce pro kamenosochařské účely v lomech v Podhorním Újezdě a Božanově. O těžbě se uvažuje v lomech Brožova skála (u Mšena) a Libná (Rybařík 1994). Litologicky je pískovci studovaných památek nejvíce podobný a pro restaurátorské účely vhodný pískovec těžený v Podhorním Újezdě.

Těžba permských arkóz podle Jahna (1917) v oblasti Boskovické brázdy probíhala v minulosti přibližně v dvaceti pěti lomech. Permské arkózy se v současnosti v Boskovické brázdě netěží. Největší



Obr. 1 Proces přeměny malty působením oxidu uhličitého.

klastických zrn, asociací těžkých minerálů a charakterem tmele. Rozdíly v charakteru a množství tmele se projevují odlišným zbarvením a technickými vlastnostmi použitých hornin. K těmto skutečnostem se musí přihlížet při výběru vhodného konzervačního prostředku, který by měl být odlišný pro jednotlivé litologické typy. Dále je nutné upozornit na častý výskyt rozdílných litologických typů pískovce v rámci jednoho uměleckého díla (např.

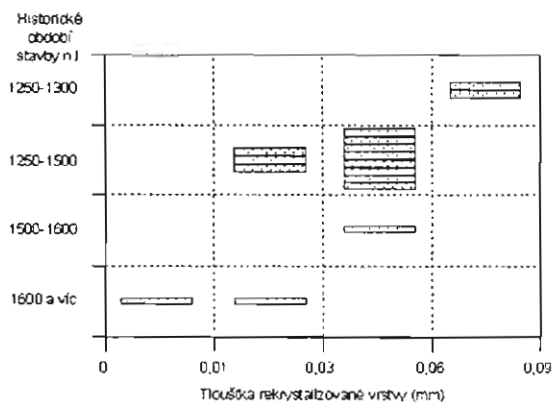
předpoklady pro obnovení těžby mají lomy v Hlubokých Dvorech (Rybařík 1994).

Vápenec použitý pro sochařské účely je velmi specifický. Jedná se o biotritický vápenec spodního badenu, ve kterém není doložena přítomnost červených řas. Největší podobnost nalezených vápenců existuje s vápenci z lomu Kroužek. Těžba organodetrítického vápence je z minulosti známa z několika lokalit ve

¹ Článek je souhrnem poznatků diplomové práce orientované na procesy degradace stavebních materiálů. Byla vypracována v návaznosti na spoluřešení grantu GA ČR č. 103/93/1191.

Vyškovském úvalu, Boskovické brázdě a z oblasti Drahanské vrchoviny. V současné době se jedná o lomy neaktivní (Novák 1975).

Zbytky hradu Plumlov leží těsně při úpatí Drahanské vrchoviny na vyvýšeném skalním ostrohu tvořeném kulmskými drobami. Hrad byl založen v 2. pol. 13. století. Dosavadní studie, které se zabývaly stavebním vývojem hradu vycházely z hodnocení zachovaných sklepů vysokého zámku a z předpokladu značného stárí polygonální bašty (Kühndel - Mathon 1937; Blekta 1936). V roce 1990 zde prováděl stavebně historický



Obr. 2 Závislost stupně rekrystalizace pojiva malty na historickém období stavby. Každý vzorek je znázorněn obdélníkem a jeho poloha odpovídá měřenému intervalu tloušťky rekrystalizované vrstvy.

průzkum Státní ústav pro rekonstrukci památkových měst a objektů v Olomouci. Tento výzkum prokázal, že polygonální bašta byla součástí starého opevnění (Kašpárková 1990).

Klasifikace vzorků malt do příbuzných skupin byla založena na znalostech technologie přípravy malty v minulosti a procesů probíhajících při stárnutí malty. Důležitým kritériem se stal stupeň rekrystalizace. Průběh karbonatace dokládá Obr. 1 (Hošek, Muk 1990).

Rychlost karbonatace je největší při relativní vlhkosti 50 až 60%. V suchém prostředí a při velmi vysoké relativní vlhkosti neprobíhá. Tato skutečnost je ovlivněna pronikáním plynného CO_2 pórovým systémem malt. Obecně lze říci, že stupeň rekrystalizace je závislý na

- parciální tlaku CO_2
- množství, druhu a stupni vyhašení vápna v maltě
- poréznosti malty (velikostním zastoupení plniva)
- vlhkosti a teplotě prostředí.

Jako rozhodující pro rozlišení malt na hradě Plumlov byly zvoleny tři kritéria - stupeň rekrystalizace, archeologické datování a vzájemné procentuální zastoupení složek pojiva a plniva.

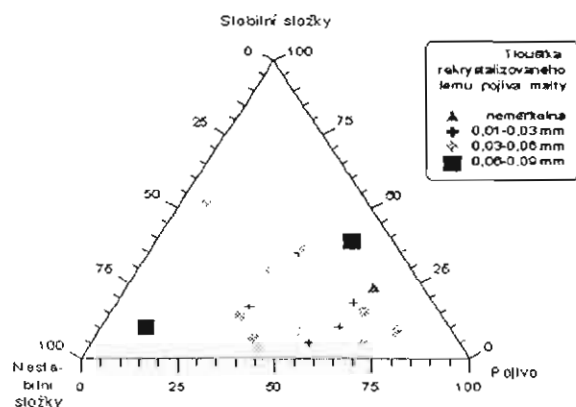
Literatura:

- Blekta J. (1936): Plumlovský hrad. - Ročenka národopisného a průmyslového muzea města Prostějova a Hané XIII.
 Kašpárková S. (1990): Plumlov. Vysoký zámek. - MS Stavebně historický průzkum Olomouc.
 Jaln J. (1917): Pamětný spis o nerostných pokladech Moravy. - Brno
 Hošek J., MUK J. (1990): Omítky historických staveb. - SPN, Praha
 Kühndel J., Mathon J. (1937): Plumlovský zámek a jeho knížecí architekt. - MS Prostějov
 Novák Z. (1975): Spodnobádenské vápence karpatské předhlubně. - MS Brno
 Rybařík V. (1994): Ušlechtilé stavební a sochařské kameny České republiky. - Hořice v Podkrohoší.

Stupeň rekrystalizace je vyjádřen tloušťkou rekrystalizované vrstvičky lemující stěny porů pojiva malty. Byla zjištěna závislost mezi stupněm rekrystalizace a stavební fází (Obr. 2).

Relativní obsah složek malty je doložen trojúhelníkovým diagramem (Obr. 3), kde vrcholy tvoří stabilní složky (křemen, kvarcit, metakvarcit, rohovec), nestabilní složky (ostatní úlomky) a množství pojiva.

Odolnost stavebních kamenů vůči zvětrávání byla ověřována laboratorními experimenty. Cílem experimentů bylo zjistit hlavní změny minerálního a chemického složení



Obr. 3 Malty z historického zdiva hradu Plumlov, rozlišené na základě vzájemného poměru zastoupení plniva (stabilních a nestabilních složek) a pojiva. Symboly je znázorněn stupeň rekrystalizace malty.

hornin a chemického složení výlulů. Použity byly tři typy hornin, které se podobají materiálům používaných na studované stavby.

- 1) arkóзовý pískovec (srovnávaný s devonskou facií old red) z lomu v Tasovicích,
- 2) droba (myslejovické souvrství, svrchní visé) z lomu v Kobeřicích,
- 3) pískovec (korycanské vrstvy, cenoman) z lomu v Podhorním Újezdu.

Horninové destičky byly ovlivňovány odlišnými typy roztoků, které se lišily výchozí hodnotou pH (pH 1, pH 3, pH 7 - destilovaná voda). Z výchozích i loužených vzorků pískovce a droby byly zhotoveny výbrusy vakuově impregnované modrou epoxy-pryskyřicí. Preparáty byly petrograficky charakterizovány se zaměřením na výplně porů a tmelící minerály.

Experimentální studium jednotlivých hornin v prostředí s rozdílnou hodnotou pH prokázalo, že horninou nejméně odolnou vůči zvětrávání jsou pískovce a jejich odolnost klesá s rostoucím podílem Fe-tmelu. Odolnost drob je značně ovlivněna nerovnoměrným zastoupením karbonátů. Nejodolnějšími jsou arkóзовé pískovce.

DEGRADACE STAVEBNÍHO KAMENE - EXPERIMENTÁLNÍ STUDIE

Degradation of building stone - an experimental study

Miroslava Gregerová, Karel Valouch

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: building stone, experimental study, marlstones, sandstones, porosity

Studie je součástí diplomové práce „Petrografická charakteristika stavebního kamene okr. Louny a návrh možné ochrany“.¹

Experimenty vedoucí k degradaci hornin byly studovány v přesycených roztocích solí, během periodického odpařování, v přesycených roztocích solí s volným odpařováním a v prostředí kyselin HCl a H₂SO₄.

Degradace přesycenými roztoky solí během periodického odpařování byla sledována na etalonech zhotovených z opuky (Přední Kopanina) a hořického pískovce (historický lom Josef). Cílem experimentu bylo zjištění účinnosti roztoků solí na pevnost stavebního kamene (Tab. 1) v kombinaci s výraznou změnou teploty (z +19°C na -6°C).

prostředí/ tlak (kN)	původní etalon	etalon v roztoku NaCl	etalon ve vodě	etalon v Na ₂ CO ₃	etalon v Na ₂ SO ₄
opuka, vrstvy orientované příčně k působící síle	24,2	18,7	12,67	21,4	22,8
opuka, vrstvy paralelní s působícím tlakem	17,28	14,67	10,6	16,4	16,5
opuka, vrstvy orientované kolmo k působící síle	10,43	8,2	7,4	9,87	9,1
pískovec	38,5	17,2	19,8	31,8	34,2

Tab. 1 Výsledky tlakových zkoušek na etalonech opuky a pískovce atakovaných nasycenými roztoky solí a vlivem změny teploty.

Byla sledována výška vztlínání kapaliny kapilárními silami v čase, porozita hornin a vliv tmelu na odolnost horniny proti degradaci (konverze CaCO₃ nasyceným roztokem NaCl).

ulice	Na ₂ O (ppm)
Kotlářská - Veverí	170
Šumavská	36000
Hlinky	1600
Kohoutovice	250
Vinařská	1200
Česká	20
Mendlovo nám.	100
Kounicova	25000
Řečkovice	150

Tab. 2 Koncentrace Na₂O v tajícím sněhu z brněnských ulic (leden 1995).

Experiment prokázal, že při nasycení pórů opuky roztoky NaCl dochází k maximálnímu poklesu pevnosti v tlaku, a to přibližně o 20%, avšak vlivem periodického tání a mraznutí vody k poklesu pevnosti o 31%. U hořického pískovce jsou projevy degradace ještě vyšší. U pískovce došlo, v případě nasycení roztokem NaCl k poklesu pevnosti až o 55% a při periodickém mraznutí vody v pórech se snížila pevnost až o 50%.

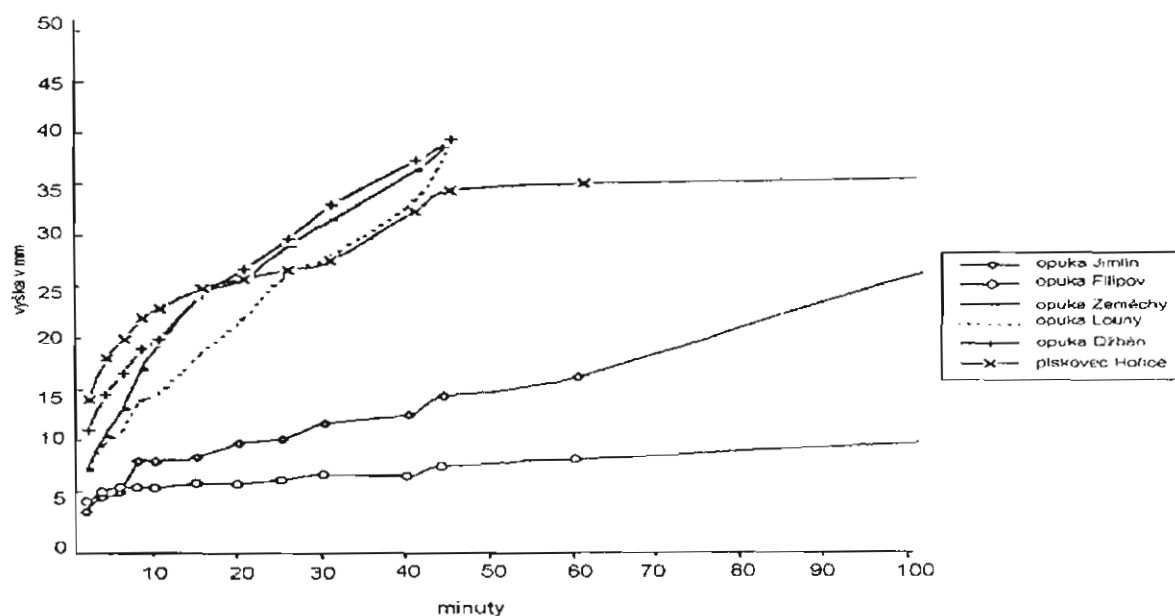
Je tedy zřejmé, že největší vliv na destrukci opuky i pískovce má, z nasycených roztoků solí, prostředí nasyceného roztoku NaCl. Tento se projevuje v laboratorních podmínkách již po uplynutí 5-7 hod. Menší destrukční účinky pak mají roztoky síranu a uhličitanu sodného. První příznaky koroze jsou patrné na mechanickém poškození rohů a hran etalonů. Tento poznatek je v dobré korelaci s údaji Helgesona (1983), Matteiniho (1991). Otázkou zůstává použité modelové prostředí v relaci s reálným prostředím našich průmyslových měst. Pro demonstraci existence roztoků NaCl, byly analyzovány vzorky z tajícího sněhu v brněnských ulicích. (Hlinky,

¹ Témata diplomových prací se zaměřením na procesy degradace stavebních materiálů byly na Katedře mineralogie, petrografie a geochemie zadávány v návaznosti na spoluřešení grantu GA ČR č. 103/93/1191.

Veveří, Vinařská, Česká atd. viz Tab. 2).

Vliv kyselin HCl a H₂SO₄ byl sledován i proto, že anionty Cl⁻ a SO₄²⁻ byly zjištěny ve výplachu pórových systémů stavebních kamenů vždy v maximálních koncentracích. Za indikátory postupu koroze studovaných materiálů byly zvoleny koncentrace Na⁺, K⁺, Ca²⁺ a Fe³⁺.

74,21 cm³) z původního karbonátu (36,93 cm³). Rovněž tak zvětralé železité pískovce neodolávají po experimentu ani tak malému mechanickému namáhání, jakým působí na horninu tlak prstů. Experiment s kapilárními silami byl simulován s cílem zjistit maximální výšku kapilárního výstupu volně vztlínající vody z báze horninového tělesa



Obr. 1 Závislost kapilárního výstupu na čase na příkladu vybraných etalonů hornin.

Experiment potvrdil, že větší vliv na degradaci kamene v agresivním prostředí koncentrovaných kyselin (sírové a chlorovodíkové) měla kyselina sírová. Její působení je nejmarkantnější patrně u materiálů obsahujících CaCO₃ tj. v modelovaném případě opuka. Zde došlo až k úplnému rozdužení horniny „rozpadem“ karbonátového

(rozměrově přesně daného etalonu). I zde byly voleny dva horninové typy: opuky (5 vzorků s proměnlivým zastoupením karbonátového tnelu a rozličnou porozitou) a etalon hořického pískovce. Závislost kapilárního výstupu na čase je doložena Obr. 1

Z Tab. 3 a Obr. 1 je zcela zřetelná přímá souvislost mezi porozitou horniny a rychlostí kapilárního výstupu vody v pórech. Tato rychlost může být do určité míry ovlivňována lokálním složením a vlastnostmi horniny (např. jílovými závalky, konkréciemi, vrstevnatostí, „bročky“ a pod.), které se projevují „skokem“ na křivce.

Nedílnou součástí vlastní práce bylo i petrografické zhodnocení stavebních kamenů památkových objektů a hornin historických lomů. Práce podává i modelový návrh postupu prací, tak jak by měl být aplikován při sanaci libovolného památkového objektu. Konkrétní zpracování je doloženo na objektu kláštera klarisek v Panenském Týnci, kde jsou navrhovány i vhodné sanační prostředky a doporučen náhradní stavební kámen pro rekonstrukci.

hornina	lokalita	porozita (%)
opuka	Jímlín	2,5
opuka	Filipov	4
opuka	Louny	6,5
opuka	Zeměchy	6
opuka	Džbán	10,5
pískovec	Hořice	13

Tab. 3 Porozita horninových etalonů použitých k experimentu s kapilárním vztlínáním.

tnelu. Předpokládaným mechanismem je přeměna uhličitanu vápenatého na síran vápenatý, kde konverze je doprovázena zvětšením molárního objemu síranu ($V_m =$

Literatura:

- Matteini M. (1991) Chemical analyses and cross - section examination of mural paintings at Eilsum. - in Institut fuer Denkmalpflege, Hannover.
 Helgeson H. (1983): Calculation of mass transfer among minerals and aqueous solutions as a function of time and surface area in geochemical processes. - I. Computational approach. Math. Geol. 15, 109-130.

PŘEDBĚŽNÁ ZPRÁVA O VÝSLEDKÁCH STUDIA MIOCENNÍCH FOSILIÍ Z ARCHEOLOGICKÝCH LOKALIT DOLNÍ VĚSTONICE A PŘEDMOSTÍ U PŘEROVA

Preliminary report on the study of Miocene fossils from archaeological localities Dolní Věstonice and Předmostí u Přerova

(25-13, Přerov; 34-12, Pohořelice)

Šárka Hladilová

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: Upper Paleolithic, Badenian, Sarmatian, Pannonian, Vienna Basin

Abstract

Miocene fossils (predominantly molluscs) found in the course of older archaeological excavations at the Upper Paleolithic sites Dolní Věstonice and Předmostí u Přerova are described. Their source area is most probably represented by Miocene sediments of the Vienna Basin and the Carpathian Foredeep.

Na jaře 1995 mi dr. Martin Oliva (MZM Brno - Anthropos) umožnil zpracovat paleontologický materiál (převážně měkkýšů) získaný při starších archeologických výzkumech na mladopaleolitických sídlištích v Dolních Věstonicích a Předmostí u Přerova a v současné době deponovaný ve sbírkách Moravského zemského muzea v Brně (Anthropos). Zkoumané exempláře pocházejí z různých starších terénních prací (90. léta 19. století a 20. léta 20. století - dr. Oliva, ústní sdělení) a původně šlo o nálezy volně rozptýlené na lokalitách. Pracovníky MZM byly druhotně sestaveny - bez souvislosti s původními nálezovými okolnostmi - pro sbírkové účely do větších celků (souborů) typu „náhrdelníků“ nebo „náramků“ (pouze výjimečně se jedná o izolované fosilie).

Vzorky byly podrobně zpracovány (určení, podrobný popis exemplářů) a dále byla posouzena jejich možná provenience.

V materiálu z Dolních Věstonic se vyskytují plži, kelnatky a rourky sesilných červů, není zastoupen žádný exemplář mlže. Jedinci jsou vesměs s primárně silně navětralým, ováleným nebo ohlazeným povrchem, někdy nesoucím primární stopy činnosti vrtavých organismů. Je tedy zřejmé, že se jednalo o povrchové sběry fosilií, přičemž mohlo jít zčásti i o materiál přeplavený do mladších sedimentů.

Nejpočetněji jsou zastoupeny kelnatky (Scaphopoda) - 20 ks, tj. 37,7 %, vermetidi (=lemintiny) - 7ks, tj. 13,2 % a červi (8 ks, tj. 15,1 %), což jsou všechno trubcovité schránky vhodné k zavěšení a nevyžadující další úpravy. Nálezy rourek sesilných červů jsou pozoruhodné především proto, že doposud nebyly z Dolních Věstonic ani Pavlova uváděny (Klíma 1963, 1976). Vzhledem k jejich velké podobnosti se schránkami kelnatek, resp. vermetidů nelze ovšem zcela vyloučit, že se mohly v materiálech ze starších sběrů také vyskytovat, byť v malém množství nebo v úlomcích, tím spíše, že jim obvykle nebývá

věnována přílišná pozornost ani v pracích paleontologických (Čtyroký 1959). Dále byly hojněji zastoupeny ulity melanopsidů (celkem 8 ks, tedy 15,1 %), ostatní druhy se vyskytovaly jen ojediněle. Převažuje výrazně materiál badenského stáří, který reprezentuje cca 77 % z celkového počtu exemplářů (i když schránky určitelné jen do rodů nejsou z tohoto hlediska dostatečně průkazné), méně jsou zastoupeny prvky sarmatské a panonské (23 %).

Většina gastropodů je uměle proděravělá, aby mohli být zavěšeni, někdy jsou zřetelné i další stopy po opracovávání (většinou po odstraňování povrchové vrstvy schránek, někde rýhy na schránkách) a v některých případech stopy po červeném barvivu. Zdroje fosilií lze hledat v relativně bezprostředním okolí lokality Dolní Věstonice, a to v badenských sedimentech vídeňské pánve, případně karpatské předhlubně, a v sarmatských a panonských sedimentech vídeňské pánve v ČR, eventuálně v Rakousku. Žádný prvek není v tomto smyslu „exotický“. Zdrojové lokality jsou pravděpodobně blízké či totožné s lokalitami uváděnými v již publikovaných studiích (např. Klíma 1963, 1976, Hladilová 1994).

Z Předmostí u Přerova byly k dispozici pouze 4 ks fosilií, z toho 1 kelnatka, 1 plž, 1 mlž a 1 žraločí zub. Kolekce je velmi malá a působí dojmem heterogenity. K zajímavým a spíše výjimečným nálezům patří žraločí zub, který by mohl pocházet např. z lokality Dolní Netčice u Hranic na Moravě, odkud je výskyt žraločích zubů uváděn (Čtyroký, Fejfar 1963). Schránky z Předmostí jsou silně oválené, dvě z nich (*Ostrea* a *Cypraea*) nesou stopy po umělém opracovávání. Stáří fosilií je nejspíše badenské, jejich zdrojovou oblast lze hledat zejména v miocenních (spodnobadenských) sedimentech karpatské předhlubně, které se vyskytují v širším okolí Přerova (např. z literatury známé lokality u Nezamyslic, Slatinek, Služina apod. - Roth et al. 1962, Čtyroký, Fejfar 1963, Řehoř,

Řehořová, Vašíček 1978, Vysloužil 1981 aj.). Obecně nelze ovšem zcela vyloučit ani případný transport schránek z oblastí vzdálenějších, např. z jižní Moravy, resp. Rakouska, tedy z prostoru, odkud byly získávány fosilie na sídlištích

Dolní Věstonice, Pavlov či Milovice.

Podrobné výsledky této studie jsou připravovány k publikaci v Časopise Moravského muzea.

Literatura:

- Čtyroký P. (1959): Výskyt *Ditrupe cornea* (Linnaeus, 1758) v československém spodním miocénu.- Čas. Mineral. Geol., 4, 3, 283-288. Praha.
- Čtyroký P., Fejfar O. (1963): Fauna písků a pískovců karpatské formace u Dolních Netčic v karpatské čelní hlubině.- Geol. Práce, 27, 143-168. Bratislava.
- Hladilová Š. (1994): Nález třetihorních fosilií na mladopaleolitické stanici Milovice (jižní Morava, Česká republika).- Čas. Morav. Mus., Vědy spol., 79, 15-29. Brno.
- Klíma B. (1963): Dolní Věstonice. Výzkum tábořiště lovců mamutů v letech 1947-1952. - NČSAV, 181-184. Praha.
- Klíma B. (1976): Die paläolithische Station Pavlov II.- Acta Sc. Nat. Brno, 10(4), 1-49. Praha.
- Roth Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXIV Olomouc.- NČSAV, 226 pp. Praha.
- Řehoř F., Řehořová M., Vašíček Z. (1978): Za zkamenělinami severní Moravy.- Ostravské muzeum, 279 pp. Ostrava.
- Vysloužil O. (1981): Fauna spodního badenu na lokalitě Služín v karpatské předhlubni na Moravě.- Diplomová práce, MS PŘF MU. Brno.

Studentská geologická konference

Pavel Sváček

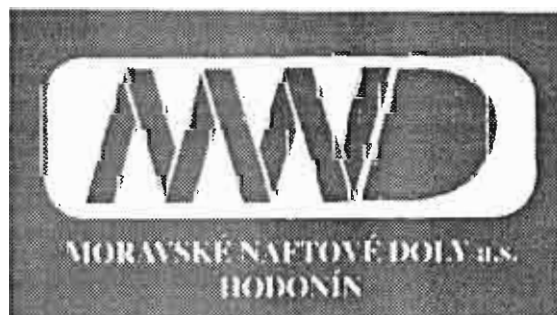
Dne 18.4.1996 proběhla na Katedře geologie a paleontologie PŘF MU v Brně studentská geologická konference věnovaná výsledkům samostatné vědecké činnosti studentů geologických oborů vysokých škol. Konferenci pořádal studenti PGS ve spolupráci s Nadací Karla Zapletala a Katedrou geologie a paleontologie PŘF MU.

Referáty byly soustředěny do dvou kategorií: kategorie studentů bakalářského a magisterského studia a kategorie studentů doktorandského studia. Celkem se konference zúčastnilo 23 přednášejících z Bratislavy, Brna, Prahy a Wroclawi. Konferenci přihlížela mimo jiné i pětičlenná porota, jejímž úkolem bylo ocenit jeden referát v každé kategorii Cenou Nadace Karla Zapletala. Vzhledem k tomu, že všechny příspěvky byly nadmíru kvalitní, rozhodla porota udělit v každé kategorii ceny dvě. Za studenty bakalářského a magisterského studia si cenu odnesli Lívia Ludhova z Bratislavy za referát o P-T podmínkách kontaktu metapelitů a granitoidové intruze na Gerlachu a David Dolejš z Prahy, jehož práce je zaměřena na kontaktní působení plutonitů tepelsko barrandienské oblasti. Mezi doktorandy se o cenu podělili Jacek Szczepanski z Wroclawi za příspěvek o geochemii amfibolitů ve strzelinském komplexu a Martin Ivanov z Brna, který se ve vyhrazených 15 minutách rozhovořil o problematice hadů rodu *Elaphe*.

Vzhledem k překvapivě velké účasti studentů zejména z bratislavské univerzity a převážně kladnému hodnocení celé akce jak ze strany účastníků tak i ze strany diváků předpokládáme, že tento první ročník studentské geologické konference nebyl zároveň ročníkem posledním.

Na závěr bych chtěl za všechny organizátory konference poděkovat OKD Ostrava a.s. a MND Hodonín a.s., za jejich sponzorské příspěvky na fond Nadace Karla Zapletala.

U příležitosti konference byl operativně vytištěn a účastníkům rozdáván sborník zahrnující abstrakty všech příspěvků.



1. kategorie - studenti bakalářského a magisterského studia

ARAGONIT Z LOMU DŘÍNOVÁ U TIŠNOVA
DAVID BURIÁNEK, ZDENĚK DOLNÍČEK
Katedra mineralogie petrografie a geochemie PřF MU Brno

POZNATKY O TRILOBITOVÉ FAUNĚ SPODNÍHO KARBONU NA
LOKALITĚ MOKRÁ
MARTIN JELÍNEK
Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno

PETROGRAFICKÁ A TEKTONICKÁ CHARAKTERISTIKA
SVINOVSKO-VRANOVSKÉHO KRYSTALINIKA
MONIKA NĚMEČKOVÁ
Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno

KONTRASTNÍ PLUTONITY V BARRANDIENSKÉM PROTEROZOIKU
DAVID DOLEJŠ
Přírodovědecká fakulta UK Praha

VÝZNAM AFRICKÉHO KONTINENTU PRO RANÝ VÝVOJ
HOMINIDŮ
MIRIAM FIŠÁKOVÁ
Přírodovědecká fakulta UK Praha

GEOCHEMICKÉ A MINERALOGICKÉ ŠTÚDIUM GRANITOIDNÝCH
HORNÍN KRIVÁNSKEJ ČÁSTI MALEJ FATRY
PATRIK BENKO
Katedra mineralogie a petrologie PřF UK Bratislava

RADIOLÁRIOVÉ ASOCIÁCIE Z RADIOLARITOV VÝCHODNÉHO
ÚSEKU BRADLOVÉHO PÁSMA ZÁPADNÝCH KARPAT
LENKA FRANTOVÁ
Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

RECONSTRUCTION OF METAMORPHIC P - T PATH FROM
METAPELITES IN CONTACT WITH GRANITOID INTRUSION FROM
GERLACH, HIGH TATRA MTS., SLOVAKIA
LÍVIA LUDHOVÁ
Department of Mineralogy and Petrology, Faculty of Natural Sci-
ences, Comenius University, Bratislava

PETROLOGICKÉ A PETROTEKTONICKÉ ŠTÚDIUM
METAMORFITOV LÚČANSKEJ MALEJ FATRY
BRANISLAV LUPTÁK
Katedra mineralógie a petrológie PríF UK Bratislava Slovenská
republika

ORE MINERALIZATION IN THE MLÝNSKÁ DOLINA VALLEY, NÍZKÉ
TATRY MTS.
JURAJ MAJZLAN
Dpt. of Mineralogy and Petrology, Comenius University, Bratislava

RAUWACKES - POSSIBLE RESOURCE OF THE MISSING DATA
STANISLAV MILOVSKÝ
Department of Geology and Paleontology, Comenius University
Bratislava

MINERALOGICKÝ VÝZKUM RUDNÝCH MINERALIZÁCIÍ V OKOLÍ
VYŠNEJ BOCE, NÍZKÉ TATRY, SLOVENSKO
DANIEL OZDÍN
Katedra mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta UK
Bratislava

ZMENY SALINITY PROSTREDIA ZISTENÉ ŠTÚDIOM
SPOLEČENSTIEV OSTRAKÓD V SEDIMENTOCH ZÁPADNÉHO
OKRAJA DUNAJSKEJ PANVY V PANÓNE (ZÓNA E)
RADOVAN PIPIK
PríF UK, Mlýnská dolina, Bratislava

PYROPHYLLITE FROM TWO SLOVAK VOLCANIC REGIONS:
DISTRIBUTION AND MINERALOGY
PETER UHLÍK
Department of Geology of Mineral deposits, Faculty of Sciences,
Comenius University, Bratislava

2. kategorie - studenti doktorandského studia

VPLYV BANSKEJ ČINNOSTI NA HYDROGEOLOGICKÉ POMRY
NA VYBRANÝCH RUDNÝCH POLIACH V SEVERNEJ ČÁSTI
SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA
MAREK HUDÁČEK
Katedra hydrogeológie, PríF UK Bratislava

GENÉZIA STRATIFORMNEJ Fe-Mg KARBONÁTOVEJ
MINERALIZÁCIE LOŽISKA MANO-NIŽNÁ SLANÁ (GEMERIKUM)
SILVESTER IRÓ
Geologický Ústav PríF UK Bratislava

FYLOGENETICKÝ VÝVOJ EVROPSKÝCH ZÁSTUPCŮ RODU
ELAPHE
MARTIN IVANOV
Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno

METAMORPHISM OF STAUROLITE - GRADE MICA SCHISTS FROM
THE SOUTHERN PART OF THE NIEMCZA - KAMIENIEC ZABKOVICKI
METAMORPHIC UNIT (SUDETES, SW POLAND)
DARIUSZ JÓZEFIAK
Institute of Geological Sciences, University of Wrocław

GUÁNOVÉ MINERÁLY V NIEKTORÝCH JESKYNIACH
ZÁPADNÉHO A STREDNÉHO SLOVENSKA
DANIEL MORAVANSKÝ
Katedra mineralógie a petrológie PríF UK Bratislava

VPLYV ROPNÝCH LÁTOK NA MERNÉ ODPORY NENASÝTNEJ
ZÓNY
JANA POČÁTKOVÁ
Katedra aplikovanej a enviromentálnej geofyziky PríF UK Bratislava

GEOCHEMISTRY OF AMPHIBOLITES FROM THE STRZELIN COM-
PLEX - NE PART OF THE BOHEMIAN MASSIF
JACEK SZCZEPANSKI, TERESA OBERC - DZIEDZIC
Institute of Geological Sciences, University of Wrocław

