43/1/2011
ISSN 1338 - 3523
ISSN 0369 - 2086

Mineralia Slovaca

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Mineralia Slovaca

Časopis pre regionálnu a environmentálnu geológiu
a aktivity Slovenskej geologickej spoločnosti a geologických asociácií

Vedecký redaktor – Editor in Chief
ZOLTÁN NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice
zoltan.nemeth@geology.sk

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
BRANISLAV ŽEC
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Dušan Bodiš, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Igor Broska, Geologický ústav SAV Bratislava
Klement Fordinál, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
Ľubomír Hraško, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Martin Chovan, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Vlasta Jánová, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
Juraj Janočko, Fakulta BERG TU Košice
Milan Kohút, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Patrik Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ľudovít Kucharič, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ján Madarás, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Malík, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV Bratislava
Daniel Ozdín, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra Košice
Dušan Plašienka, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Marián Putiš, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra Sp. N. Ves
Ján Soták, Geologický ústav SAV Banská Bystrica
Ladislav Šimon, Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Pavel Uher, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci oddelenia vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie – Head of the Department of Promotion and ŠGÚDŠ Publishers
LADISLAV MARTINSKÝ
ladislav.martinsky@geology.sk

Vedúca redakcie – Managing editor
Gabriela Šipošová
gabriela.siposova@geology.sk

Jazykoví redaktori – Lingual editors
Lucia Jasinská – Zoltán Németh
lucia.jasinska@upjs.sk

Technická redaktorka – Production editor
Alena Wolfová
alena.wolfova@geology.sk

Redaktorka – Editorial assistent
Mária Dryjová
maria.dryjova@geology.sk

Mineralia Slovaca (Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086), EČ 3534/09, vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ a tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava.
Predplatné v roku 2011 vrátane DPH, poštovného a balného pre jednotlivcov 18,00 €, pre členov SGS a geologických asociácií 15,80 €, pre organizácie v SR 22,40 €. Cena jednotlivého čísla je 4,50 € vrátane DPH, poštovného a balného. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, 055/625 00 43; fax: 055/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail knižnica: secretary.ke@geology.sk

Mineralia Slovaca (Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava, Slovak Republic. Subscription for 2011 calendar year: 34.40 € including VAT, postage and packing cost. Price of one number is 8.60 € including VAT, postage and packing cost. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to address of the Editorial office: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Library), Jesenského 8, SK-040 01 Košice, Slovak Republic. Phone: +421/55/625 00 46, +421/55/625 00 43; fax: +421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, library: secretary.ke@geology.sk

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Obsah – Content

Mineralia Slovaca 43 (2011) • 1

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Putiš, M., Radvanec, M., Sergeev, S., Koller, F., Michálek, M., Snárska, B., Koppa, M., Šarinová, K. & Németh, Z.
Metamorfovaná sukcesia silicitických bridlíc s bazaltom a diastrofickou brekciou v olistolite jurskej akrečnej prizmy meliatika pri Jaklovciach (Slovensko), datovaná na zirkóne (U-Pb SIMS SHRIMP)
Metamorphosed succession of cherty shales with basalt and diastrophic breccia in olistolith of the Meliatic Jurassic accretion wedge near Jaklovce (Slovakia), dated on zircon (U-Pb SIMS SHRIMP) 1

Pečeňa, Ľ. & Vojtko, R.
Nové poznatky o geologickej stavbe fatrickej jednotky v okolí Valaskej Belej (Strážovské vrchy, Západné Karpaty)
New knowledge about the geological setting of the Fatric Unit near Valaská Belá village (Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians) 19

Smrečková, M.
Lower Turonian radiolarians from the Červená skala section (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians)
Spodnoturónske rádiolárie z profilu Červená skala (Pieninské bradlové pásmo, Západné Karpaty) 31

Tometz, L., Chytilová, M. & Kotuč, J.
Vzťah chemického zloženia podzemných vôd fluviálnych sedimentov v nive dolného toku Torysy k hydraulickým charakteristikám zvodnencov
The relation of the chemical composition of the groundwater of fluvial sediments in the overbank of the lower reach of Torysa river to the hydraulic characteristics of aquifers 39

Hovorka, D. & Túnyi, I.
Slovenský „čínsky" múr: mýty a pokus o realitu
Slovak "Chinese wall": Myths and an attempt for explanation 49

GeoVestník

Chalupová, B., Kováčová, M., Zahradník, L., Gregáňová, M., Kondela, J., Štrba, Ľ., Vizi, L., Dwornik, M., Bazarnik, J. & Majka, J.
Herlandia 2010. 11th International conference of young geologists. Svätý Jur, Slovak Republic; 29. April – 1. May 2010
Herlandia 2010. Medzinárodná konferencia mladých geológov, 11. ročník. Svätý Jur, Slovenská republika; 29. apríla – 1. mája 2010 57

OBÁLKA: Príkrovová troska meliatika pri Jaklovciach je budovaná triasovými mramormi v asociácii s bazaltmi, silicitmi a serpentinitmi. *V strede:* Diastrofická sedimentárna brekcia s angulárnymi litoklastmi červeného masívneho rádiolaritu a zeleného bazaltu, gabrodoleritu a zriedkavého zeleného rádiolaritu. Šírka záberu je 31 cm. *V popredí:* Mandľovitá štruktúra (meta)bazitu. Mandle sú vyplnené metamorfnými minerálmi. Šírka záberu je 2,7 cm. Problematikou sa zaoberá článok Putiša et al. na s. 1 – 18. Foto M. Putiš a P. Ružička.

COVER: The outlier of Meliaticum at the village Jaklovce is built with Triassic marbles associated with basalts, silicites and serpentinites. *Middle:* Diastrophic sedimentary breccia with angular lithoclasts of the red massive radiolarite and green basalt, gabbrodolerite and rare green radiolarite. Width of view 31 cm. *Photo in the foreground:* Amygdaloidal texture of (meta)basalt. Amygdaloids are infilled by metamorphic minerals. Width of view 2.7 cm. The topic is presented in the article by Putiš et al. on pp. 1–18. Photo M. Putiš and P. Ružička.

Chmielewská, E.
Kooperácia so Shanghai Jiao Tong univerzitou v Číne (School of Environmental Science and Engineering) v rámci bilaterálneho APVV projektu
Cooperation with the Shanghai Jiao Tong University of China (School of Environmental Science and Engineering) in the framework of APVV project 79

Illášová, L.
Recenzia. D. Hovorka: Človek a Zem v interakcii
Review of the publication *Man and Earth in Interaction* written by Dušan Hovorka 81

Broska, I.
Vladimír Bezák šesťdesiatročný
Vladimír Bezák – Greetings to 60th birthday 82

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 1 – 18
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Metamorfovaná sukcesia silicitických bridlíc s bazaltom a diastrofickou brekciou v olistolite jurskej akrečnej prizmy meliatika pri Jaklovciach (Slovensko), datovaná na zirkóne (U-Pb SIMS SHRIMP)

MARIÁN PUTIŠ[1], MARTIN RADVANEC[2], SERGEY SERGEEV[3], FRIEDRICH KOLLER[4], MARTIN MICHÁLEK[1], BRIGITTA SNÁRSKA[1], MATÚŠ KOPPA[1], KATARÍNA ŠARINOVÁ[1] a ZOLTÁN NÉMETH[2]

[1]Univerzita Komenského v Bratislave, Slovenská republika; putis@fns.uniba.sk
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
[3]CIR VSEGEI, St.-Petersburg, Russian Federation
[4]Vienna University, Austria

Metamorphosed succession of cherty shales with basalt and diastrophic breccia in olistolith of the Meliatic Jurassic accretion wedge near Jaklovce (Slovakia), dated on zircon (U-Pb SIMS SHRIMP)

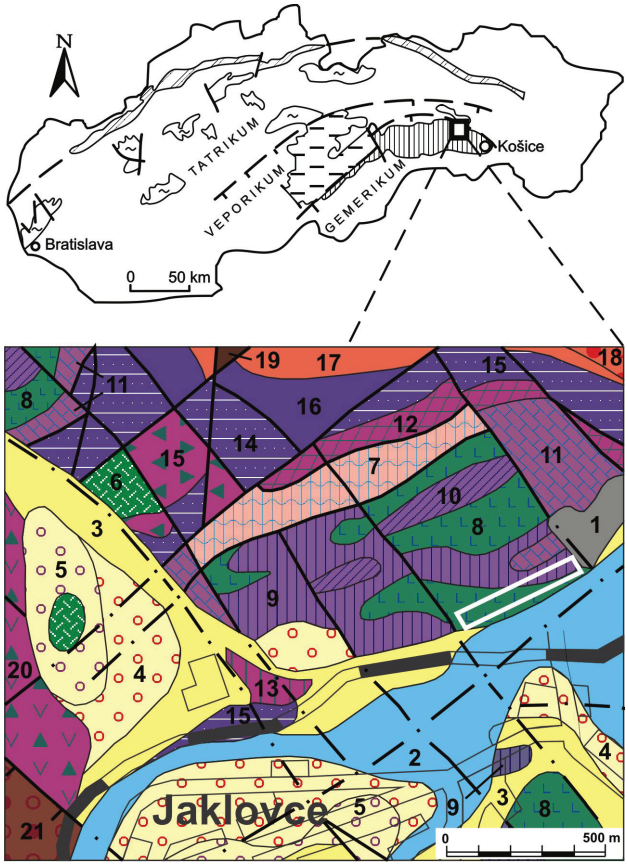
Abstract: Slightly metamorphosed succession of silicitic shales with a basaltic layer, covered by a diastrophic breccia horizon was studied near Jaklovce village (eastern Slovakia). The Middle Triassic strata of reddish and greenish cherty shales, carbonates and radiolarites contain a number of thin basaltic tuff layers and a 3 m thick basaltic layer. Detrital zircons with magmatic typology from the Middle Triassic cherty shales revealed a predominating Lower Triassic concordant crystallization age (247 ± 4 Ma) of their probably acidic magmatic source. However the zircon concordant age 359 ± 7 Ma of the basalt in cherty shales can only be interpretable as a magmatic source age of this Middle Triassic basalt, the age of the latter is well constrained with the Middle Triassic radiolarians found in the hosting cherty shales. The overlying breccia horizon is built of cm to dm size angular fragments of the ophitic and amygdaloidal basalts, less gabbro-dolerites and sporadically Cr-Spl gabbros. Radiolaritic dm size angular fragments are also present, wrapped and/or interlayered with the basalt. The Middle Triassic pillow-type basalts, gabbro-dolerites and radiolarites of the obducted part of the oceanic crust were the prevailing source rocks of probably Upper Triassic to Middle Jurassic diastrophic breccia infilled by matrix red cherts. Zircons from a 0.5 m gabbro-doleritic fragment in the breccia, although again show an older concordant age of 342 ± 5 Ma, are interpretable as inherited ones from a Lower Carboniferous magmatic source of the Middle Triassic gabbro-dolerite. The syn-rift deepening of the Neo-Tethyan Meliatic Basin is represented by the sedimentation of the Middle--Triassic cherty carbonates and shales on a subsiding thinned continental margin. It culminated by an oceanic crust formation being evidenced by the interlayers of pillow-type basalts and tuffs in lithoclasts of the breccia horizon. Compression regime and starting southward subduction was accompanied by the northward obduction and destruction of the unsubducted marginal part of the oceanic crust, material of which being slumped onto the unlithified cherty strata of marginal part of the basin formed the Upper Triassic to Middle-Jurassic diastrophic breccia. The rocks of the whole succession contain actinolite rimmed by winchite/ferrowinchite/riebeckite due to their shallow (20–25 km) subduction within the southern part of an accretion wedge localized N of the subduction zone. Such bodies of Triassic to Middle Jurassic successions, as olistoliths, were incorporated into the Jurassic accretion wedge turbiditic (meta)sediments. The remnants of the Meliatic accretion wedge are recognizable all over the Gemeric Unit.

Key words: cherty shale, breccia, basalt, dolerite, metamorphism, U-Pb SHRIMP dating, Meliaticum, Inner Western Carpathians

Geologická situácia a prehľad výskumov

Skúmaná lokalita sa nachádza pri obci Jaklovce (obr. 1). Interpretuje sa ako tektonická kryha meliatika (Kozur a Mock, 1973) na gemeriku. Poznatky a názory na litológiu a biostratigrafiu triasovo-jurských súvrství meliatika sumarizuje Rakús et al. (1998). Predmetná lokalita je litologicky najpodrobnejšie spracovaná Mockom et al. (1998). Je súčasťou melanže jurskej akrečnej prizmy meliatika. Tvoria ju relatívne hrubé jurské bridličnaté súvrstvia s olistolitmi a olistostrómami starších, najmä permsko-triasových sukcesií. Jej paleotektonická pozícia v susedstve subdukčnej zóny zodpovedá prostrediu akrečnej prizmy.

Samotný nami študovaný litologický profil bol označený Mockom et al. (1998) ako jaklovská formácia meliatika



Obr. 1. Geologická mapa meliatika pri Jaklovciach (Grecula et al., 2009). Vzťah medzi silicitickými bridlicami s rádiolaritom (9) a bazaltom (8) bol študovaný na profile vyznačenom bielym obdĺžnikom. 1 – antropogénne navážky; 2 – fluviálne sedimenty; 3 – deluviálne svahoviny; 4 – fluviálne štrky spodnej terasy; 5 – fluviálne štrky vrchnej terasy; 6 – serpentinit; 7 – kremité vápence a slienité bridlice; 10 – rohovcové vápence s vložkami ílovitých a slienitých bridlíc; 11 – svetlosivé vápence; 12 a 13 – dolomity; 14 – rauvaky; 15 – vápnité bridlice, pieskovce; 16 – pestré bridlice a pieskovce; 17 – pieskovce a bridlice s evaporitmi; 18 – polymiktné zlepence; 19 – pieskovce, bridlice a zlepence; 20 – dacity, andezity a ich pyroklastiká; 21 – polymiktné zlepence.

Fig. 1. Geological map of the Meliaticum near Jaklovce (Grecula et al., 2009). A relationship between the silicitic schists (9) and basalt (8) was studied along a profile marked by the white-coloured frame. 1 – anthropogenic dumps; 2 – fluvial sediments; 3 – deluvial slope debris; 4 – fluvial gravels of lower terrace; 5 – fluvial gravels of upper terrace; 6 – serpentinite; 7 – cherty limestones and marly shales; 10 – limestones with cherts, interbedded with clayey and marly shales; 11 – light-grey limestones; 12 and 13 – dolomites; 14 – rauchwackes; 15 – calcareous shales and sandstones; 16 – variegated shales and sandstones; 17 – sandstones and shales with evaporites; 18 – polymict conglomerates; 19 – sandstones, shales and conglomerates; 20 – dacites, andesites and their pyroclastics; 21 – polymict conglomerates.

predpokladaného triasového veku. Metabazity a metasilicity v záreze železničnej trate (do areálu podniku na ťažbu a spracovanie karbonátov), ale aj celkovo v meliatskej jednotke, sa interpretovali ako ofiolity s hlbokovodnými sedimentmi – rádiolaritmi a silicitickými bridlicami, ktoré vznikli prevažne na oceánskej kôre (Mello et al., 1983; Mock et al., 1998; Hovorka a Spišiak, 1998; Ivan, 2002; Ivan et al., 2009; Aubrecht et al., 2010). Pôvodne sa metabazity označovali ako jaklovské paleobazalty a diabázy (Kamenický, 1957). V ich susedstve vystupuje kryha mramorizovaných karbonátov triasu, ako aj ďalšie blokovité telesá, a to serpentinitov, keratofýrov, (paleo)ryolitov (perm?, staršie paleozoikum?) a spodnotriasových klastík (Grecula et al., 2009), považovaných za olistolity.

Geochemické štúdium metabazitov v okolí Jakloviec (Mock et al., 1998) indikuje ako prevládajúci vápenato-alkalický typ (CAB, obr. 6), charakteristický skôr pre kontinentálne okraje ako pre ofiolity stredooceánskych chrbtov (riftov). V tejto práci sa iba jedna študovaná vzorka jasne premietla do poľa A (N-MORB) stredooceánskych bazaltov, ktoré sa ale môžu vyskytovať aj v asociácii s CAB, napr. na okraji kontinentu. Mnohé štúdie o pôvode ofiolitov (napr. Taylor et al., 1992; Hawkins a Allan, 1994) pripúšťajú, že N-MORB sú rovnako typické aj pre kôru okrajových bazénov a okrajové kontinentálne magmatické oblúky, ako aj neveľké zaoblúkové bazény, najmä ak asociujú so subalkalickými až alkalickými bazitmi, nachádzajúcimi sa aj pri Jaklovciach (Faryad et al., 2005, podľa chemického zloženia klinopyroxénu na obr. 2). Poslední uvedení autori tiež konštatujú, že mnohé metabazalty z folkmarskej zóny pri Jaklovciach majú zloženie zodpovedajúce N-MORB. Hovorka a Spišiak (1998, obr. 3) zaraďujú bazalty z Jakloviec k MORB typu ako súčasť meliatskej ofiolitovej sekvencie. Charakterizovali Cpx(Aug)-Pl-Ilm bazalty, resp. „pillow“ bazalty, ale aj žily doleritov. Ich analogické typy sa v oblasti Darnó (Darnó Hill) v Maďarsku interpretujú dosť protichodne – buď ako stredooceánske (Harangi et al., 1996), alebo ako z kontinentálneho okraja, prípadne oceánskeho ostrovného oblúka (Downes et al., 1990).

V širšom okolí lokality a Jakloviec je matrix melanže tvorený jurskými hlbokovodnými, zväčša turbiditickými sedimentmi, ako sú sivé až sivozelené ílovce s vložkami silicitických bridlíc, siltovce, vápnité ílovce, argility a pieskovce. Hrubozrnné pieskovce až mikrobrekcie a konglomeráty sú zriedkavé; zväčša obsahujú litoklasty triasových bazénových až plytkovodných karbonátov. V nich vystupujú telesá mramorizovaných karbonátov, rádiolaritov, metabazaltov, menej paleoryolitov a keratofýrov (Hovorka, 1977) ako olistolity a olistostrómy hlavne triasových sukcesií (Kozur a Mock, 1995; Mock et al., 1998; Mello, 1996; Plašienka et al., 1997; Rakús et al., 1998). Jurský vek matrixu sa určil na základe nálezu fragmentov rostier belemnitov v mikrobrekciách, ako aj na základe určenia rádiolárií z preplástkov silicitických bridlíc v ílovcoch a v ílovitých bridliciach (Kozur a Mock, 1995).

Zaujímavé sú aj výsledky analýzy ťažkých minerálov z matrixových pieskovcov jurskej melanže (Mock et al., 1998) v tejto severovýchodnej vetve meliatika. Výraznú prevahu majú minerály, ktoré naznačujú neďaleký kontinent (turmalín, zirkón, granát).

Gawlick in Aubrecht et al. (2010) určil ako výrazne prevládajúci strednotriasový vek čiastočne zachovalých rádiolárií a konodontov zo silicitických bridlíc s rádiolaritom a silicitickým karbonátom v záreze železničnej trate pri podniku na ťažbu a spracovanie karbonátov pri Jaklovciach,

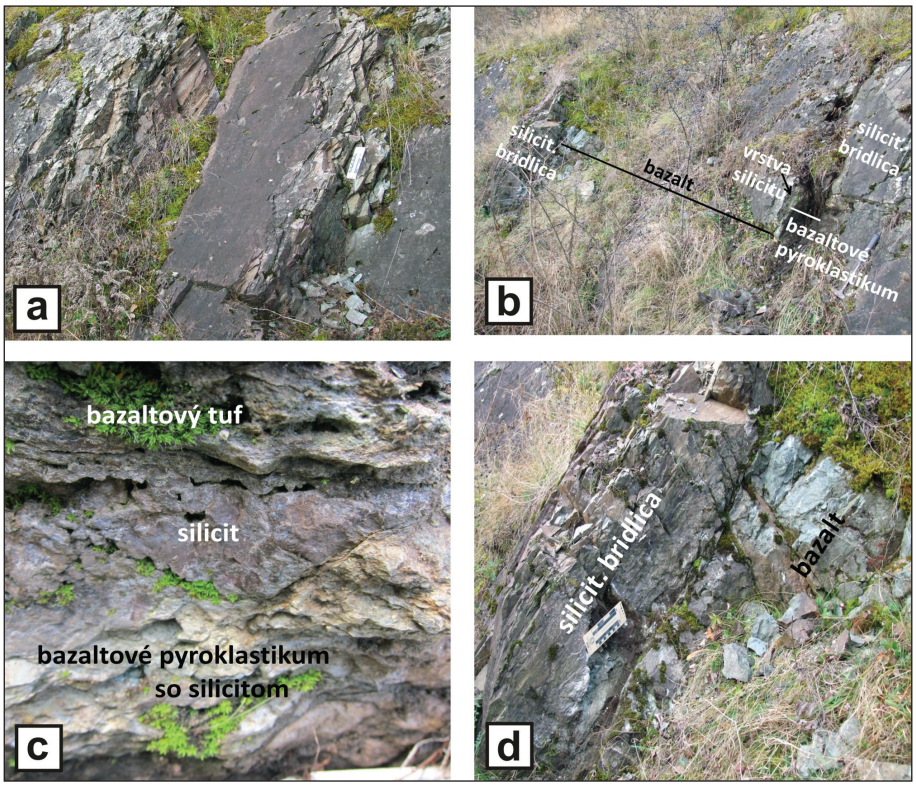
a teda zo spodnej časti nami študovanej sukcesie. O cca 500 m ďalej na západ zistil Gawlick zo súvrstvia rádiolaritov a silicitických karbonátov nad bazaltmi už vrchnotriasový až strednojurský vek rádioláriovej fauny. Tento horizont by mohol zhruba zodpovedať brekciovitým bazaltom so silicitickým matrixom, aký sa nachádza na našom profile cca 150 m na západ od uvedeného podniku, a predstavuje vrchnú časť nami študovanej sukcesie.

Ivan et al. (2009) zistili prítomnosť magnezioriebeckitu až riebeckitu, resp. ferowinchitu, v žilkách metabazaltu a metasilicitu pri Jaklovciach, a teda náznaky ich vyššietlakovej metamorfózy.

V publikácii upozorňujeme na novozistené litologické vzťahy v študovanej sukcesii v zárezе železničnej trate do areálu kameňolomu pri Jaklovciach. V jej spodnej časti vystupuje súvrstvie silicitických bridlíc s polohou bazaltu. Z bazaltu uvádzame aj výsledky rádiometrického datovania zirkónu. Datoval sa aj detritický zirkón zo spodnej časti súvrstvia silicitických bridlíc. Analyzoval sa materiál z niekoľkých desiatok metrov hrubého vrchného horizontu brekcií s prevahou litoklastov bazaltu, gabrodoleritu a masívneho červeného, menej zeleného rádiolaritu, s nátekmi a výplňou červenkastého silicitu (rádiolaritu). Tu bol datovaný blok gabrodoleritu na zirkóne, tiež podľa metódy U-Pb SIMS SHRIMP. Charakterizujeme aj metamorfný vývoj sukcesie a podávame interpretáciu vývoja tejto časti jaklovskej formácie meliatika.

Metodický postup

V zárezе železnice dlhej asi 200 m a vo svahu až po hranicu s mramormi a serpentinitmi bola urobená terénna litologická dokumentácia. Bola meraná reliktne zachovaná sedimentárna vrstvovitosť a s ňou paralelná metamorfná



Obr. 2. Obrázky **a** – **d** sú zoradené od podložia po nadložie litologickej sukcesie. Pri opise profilu sa používajú názvy hornín spred metamorfózy. **a** – Minimálne 5 – 7 m hrubé súvrstvie červenkastých a zelenkastých silicitických bridlíc, menej silicitických karbonátov, na začiatku litologického profilu pri vstupe do spodnej časti kameňolomu; meradlo naznačuje miesto odberu vzorky JAK-5 na datovanie. **b** – 3 m hrubá poloha bazaltu medzi podložnou (vpravo, s kladivom) a cca 1,5 m hrubou nadložnou polohou silicitickej bridlice; datovaná vzorka JAK-3 pochádza z cca 0,5 m veľkého svetlozeleného bloku bazaltu pod silicitickou bridlicou vľavo, s detailom na obr. d. **c** – 3 cm hrubá vrstva červenofialového silicitu medzi bazaltovým pyroklastikom a tufom. Vrstva bazaltového pyroklastika je tmelená červenofialovým silicitom – detail kontaktu bazaltu a podložnej silicitickej bridlice vľavo od kladiva na obr. b. **d** – Detail styku nadložnej silicitickej bridlice (ľavá strana obr. b s cca 3 m hrubou polohou bazaltu, vrátane datovaného bloku (vzorka JAK-3).

Fig. 2. The figures **a** – **d** are ordered from a bottom to the top of the lithological succession. Pre-metamorphic lithology is used in the profile description. **a** – Minimum 5–7 m thick strata of reddish and greenish cherty shales, less cherty carbonates, at the beginning of the lithological section near the entrance to a lower part of the quarry; scale bar indicates the place of picking up the sample JAK-5 for the dating. **b** – 3 m thick layer of basalt between the underlying (on the right-hand side, with a hammer) and ca. 1.5 m thick overlying layers of cherty shales; dated sample JAK-3 was picked up from a pale-green 0.5 m block of basalt below the cherty shales on the left-hand side of the figure, with a detail in Fig. d. **c** – 3 cm thick intercalation of reddish-pinkish chert between basalt pyroclastics and tuff. The layer of basaltic pyroclastics is cemented by silicite – a detail of the contact between the basalt and underlying cherty shales to the left of a hammer in Fig. b. **d** – A detail of the contact of the overlying cherty shales (the left hand side of Fig. b) with underlying ca. 3 m thick layer of the basalt, including the dated block (sample JAK-3).

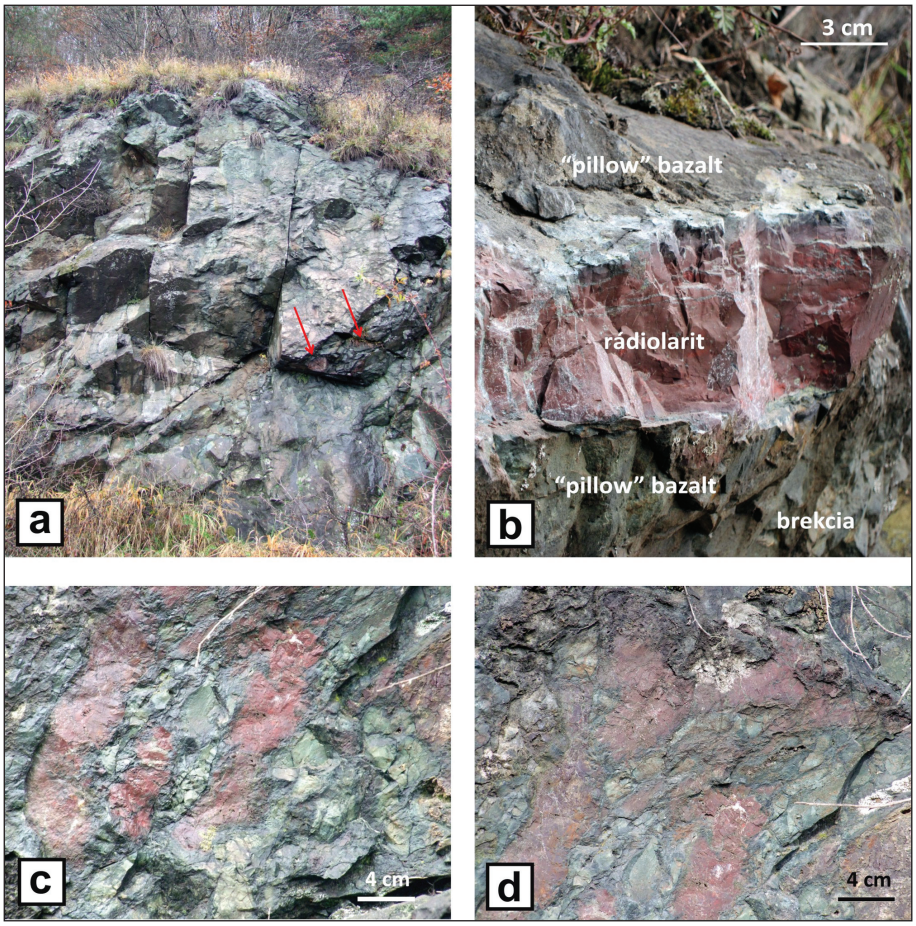
bridličnatosť silicitických bridlíc. Vrstvovitosť sa miestami dala určiť aj v horizonte brekcií.

Odobrali sa dve vzorky (meta)bazitov (bazaltu a gabrodoleritu) a jedna vzorka silicitickej bridlice za účelom datovania z nich vyseparovaného zirkónu metódou U – Pb na iónovej mikrosonde (SIMS SHRIMP) – s použitím sekundárneho elektrónového multiaplikátora v geochronologickom laboratóriu Geologického ústavu CIR VSEGEI v Petrohrade. Použila sa štandardná metodika (Williams, 1998; Larionov et al., 2004), ktorá je podrobne opísaná aj v prácach Putiša et al. (2008) a Radvanca et al. (2009). Všetky bodové merania reprezentujú konkordantné veky. Pre dve vzorky (meta)bazaltu bolo na datovanie vybraných 11 a 6 bodov a pre metasilicit 15 bodov. Vypočítané konkordantné veky sú v rozsahu chyby 2σ.

Chemické zloženie vybraných horninotvorných minerálov bolo stanovené elektrónovou mikroanalýzou na prístroji CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Použilo sa urýchľovacie napätie 15 kV, prúd 20 nA, merací čas 20 s, priemer elektrónového lúča 5 – 10 μm, štandardy: F – LiF, Na – albit, Si a Ca – wollastonit, Al – Al_2O_3, Mg – forsterit, Cl – NaCl, K – ortoklas, Ti – TiO_2, Fe – fayalit, Mn – rodonit, Cr – elementárny chróm, Ni – elementárny nikel.

Stechiometrické vzorce amfibolov boli prepočítané podľa Schumachera (1997, in Leake et al., 1997) na určenie minimálneho a maximálneho obsahu Fe^{3+}. Vzhľadom na vysoký podiel železa bola použitá platná klasifikácia amfibolov IMA (Leake et al., 1997, 2004) s prepočtom na maximálny obsah Fe^{3+}. V zmysle tejto klasifikácie obsah Si vyšší ako 8 vzorcových jednotiek sa spravidla považuje za analytický problém.

V článku sú použité skratky podľa Siivolu a Schmida (2007): Ab – albit, Act – aktinolit, Am – amfibol, Aug – augit, Cal – kalcit, Ccp – chalkopyrit, Chl – chlorit, Cpx – klinopyroxén, Cr-Spl – chrómspinel, Ep – epidot,



Obr. 3. a – Diastrofická sedimentárna brekcia; šípkami sú vyznačené angulárne dm litoklasty červeného masívneho rádiolaritu, s detailom na obr. b. Datovaná vzorka metagabrodoleritu JAK-6 bola odobratá z 0,5 m bloku v pravej spodnej časti odkryvu. **b** – Vrstva červeného masívneho rádiolaritu v „pillow" bazalte ako fragment (20 x 10 cm) v brekcii. **c, d** – Zelenkasté, jednoznačne prevládajúce angulárne litoklasty tvorí bazalt, gabrodolerit, zriedkavo zelený rádiolarit. Tmavozelené metamorfné reakčné zóny obsahujú Chl a Act/Win. Matrix brekcie predstavujú náteky červenkastého silicitu, rádiolaritu.

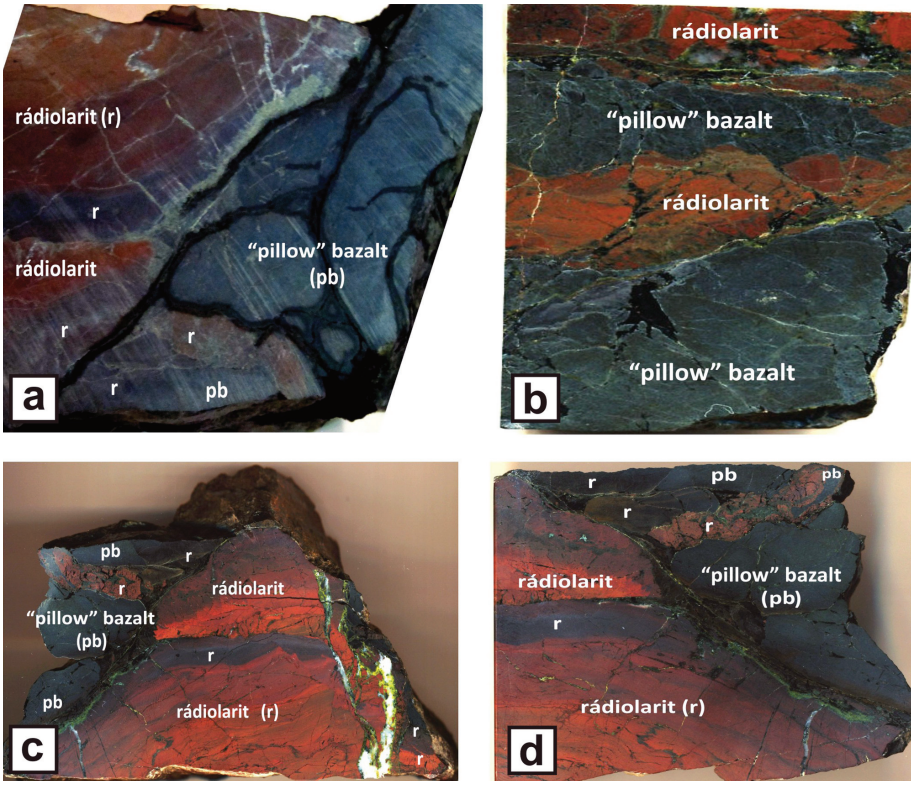
Fig. 3. a – Diastrophic sedimentary breccia; arrows indicate angular dm-size lithoclasts of red massive radiolarite, with a detail in Fig. b. Dated sample of meta-gabbro-dolerite JAK-6 was picked up from a 0.5 m block in the lower right-hand side part of this outcrop. **b** – Red massive radiolarite layer in pillow basalt as a fragment (20 x 10 cm) in the breccia. **c, d** – Greenish, angular basalt and gabbro-dolerite lithoclasts are distinctly prevailing besides the scarcely observable greenish radiolarite ones. Dark-green metamorphic reaction zones contain Chl and Act/Win. Matrix of the breccia is represented by inflows of the reddish silicite, radiolarite.

Fe-Act – Fe-aktinolit, Fe-Aug – Fe-augit, Ilm – ilmenit, Mag – magnetit, Phg – fengit (svetlá sľuda so zvýšeným podielom seladonitovej zložky), Pl – plagioklas, Qtz – kremeň, Ttn – titanit, Win – winchit/ferrowinchit.

Opis skúmaného litologického profilu

Študovaný litologický profil sa nachádza v zárezе železničnej trate vo svahu pri kameňolome na karbonáty. V opise postupujeme od relatívneho litologického podložia smerom k nadloženiu sukcesie podľa viditeľných úložných pomerov. Pred vstupom do areálu podniku na ťažbu a spracovanie karbonátov začína zárez v súvrství červenkastých silicitických bridlíc a silicitických karbonátov, ktoré smerom do nadložia pokračujú súvrstvím zelenkastých, resp. striedajúcich sa červenkastých a zelenkastých silicitických bridlíc a rádiolaritov (obr. 2a). Majú výraznú sedimentárno-metamorfnú bridličnatosť, upadajúcu zhruba na juh (170/45-55). Vzhľadom na to, že zárez je takmer smerne orientovaný s vrstvovitosťou, resp. metamorfnou bridličnatosťou, hrúbka tejto časti súvrstvia silicitických bridlíc a silicitických karbonátov sa odhaduje minimálne na 5 – 7 m. Nad súvrstvím silicitických bridlíc, miestami s laminami bazaltového tufu, vystupuje cca 3 m hrubá poloha (meta)bazaltu, prekrytá opäť cca 1,5 m hrubým súvrstvím silicitických bridlíc (obr. 2b). Nad bridlicami vystupuje „hlavné teleso“ (meta)bazaltu (Grecula et al., 2009), v ktorom ale nachádzame – už od jeho styku s podložným cca 1,5 m hrubým súvrstvím silicitických bridlíc – početné, rádovo centimetrové až decimetrové angulárne fragmenty červenkastých masívnych rádiolaritov, ale aj červenkastý silicitický matrix. Tu začína horizont nadložnej brekcie.

Približne 3 m hrubá poloha (meta)bazaltu v silicitických bridliciach nemá charakter angulárnej brekcie, ako ju nachádzame vo vyššom horizonte brekcií. Podobne ani silicitické bridlice nemajú charakter brekcie. Preto polohu bazaltu a pyroklastika vo vrchnej časti súvrstvia silicitických bridlíc dávame do vzťahu so synsedimentárnym bazaltovým vulkanizmom. Styk bazaltu a silicitickej bridlice je na prvý pohľad ostrý, ale po očistení oboch kontaktov od pôdneho pokryvu vidieť aj vzájomné striedanie, t. j. okrajová časť polohy bazaltu charakteru bazaltového pyroklastika je prevrstvená silicitom (obr. 2c). 1 – 3 cm hrubá vrstva červenofialového masívneho silicitu – rádiolaritu sa nachádza v spodnej časti 3 m polohy bazaltu, blízko kontaktu s podložnými silicitickými bridlicami (obr. 2c, rotovaný do horizontálnej polohy). Jej hrúbka sa laterálne mení



Obr. 4. a – Synsedimentárna vrstvovitosť (páskovanie) červeného rádiolaritu prevrstveného s „pillow“ bazaltom ako fragment (15 x 10 cm) v diastrofickej brekcii. **b** – Typická textúra „pillow“ bazaltu v rádiolarite ako fragment (6 x 8 cm) v brekcii. **c** – Synsedimentárna vrstvovitosť (páskovanie) červeného rádiolaritu ako fragmentu (15 x 10 cm) v brekcii. **d** – Vrstva červeného rádiolaritu v „pillow“ bazalte; obe horniny fragmentu (15 x 10 cm) v brekcii sú preťaté metamorfnými žilkami bohatými na Chl.

Fig. 4. a – Synsedimentary layering (banding) of the red radiolarite interlayered with a pillow-basalt, as a fragment (15 x 10 cm) in diastrophic breccia. **b** – Typical structure of a pillow-basalt in radiolarite, as a fragment (6x8 cm) in the breccia. **c** – Synsedimentary layering (banding) of the red radiolarite as a fragment (15 x 10 cm) in the breccia. **d** – Red radiolarite layer in a pillow-basalt; both rocks of a breccia fragment (15 x 10 cm) are crosscut by metamorphic veinlets rich in Chl.

tým, že vypĺňa priestor medzi úlomkami bazaltového pyroklastika. Pod tenkou vrstvou rádiolaritu v drobnoúlomkovitej 1 – 2 dm polohe pyroklastika bazaltu na styku s podložnou silicitickou bridlicou vidieť červenkastofialový silicitický povlak aj na drobných (1 – 3 cm) úlomkoch bazaltu v pyroklastiku. Ostrý nie je ani kontakt (meta)bazaltu s nadložnou, cca 1,5 m polohou silicitickej bridlice (obr. 2d, pod meradlom). V bazálnej časti nadložnej silicitickej bridlice sa nachádzajú silicitické laminy, striedajúce sa so svetlozelenkastými laminami bazaltového tufu (obr. 2d, napravo od meradla).

Nad 1,5 m polohou silicitických bridlíc sme študovali zelenkasté (meta)bazity zhruba na úseku 100 m. V odkryvoch v záreze železnice majú nepochybne charakter brekcie (obr. 3a), kým v mape (Grecula et al., 2009) je vyznačené teleso bazaltu. Brekcia je zložená prevažne z cm až dm, miestami až blokovitých ostrohranných fragmentov (meta)bazaltu a (meta)doleritu. V hojnom počte sa nachádzajú aj litoklasty masívneho červeného rádiolaritu, často s náznakmi sedimentárnej vrstvovitosti podľa striedajúcich sa červených a fialových pásov (obr. 3b). Typické je aj jeho striedanie s bazaltom v rámci angulárnych fragmentov v brekcii.

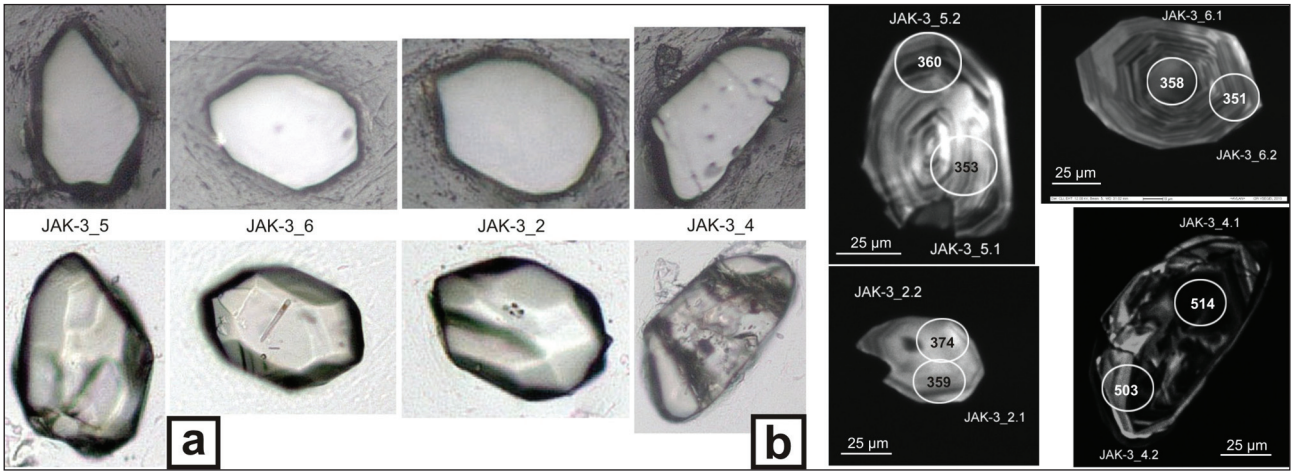
Brekcia je vyplnená matrixovým červenkastým silicitom s obsahom čiastočne rekryštalizovaných prierezov rádiolárií. Bohaté náteky matrixového silicitu majú miestami za následok až jeho nejasné ohraničenie voči fragmentom (meta)bazitov (obr. 3c, d). Hrúbka nátekov silicitu sa mení a ich ohraničenie je nepravidelné (vlnovité, lalokovité, až neostré). Tieto formy vznikli v ešte nespevnenom rádiolóriovom bahne, natečenom ako matrix do brekcie zloženej z litoklastov pravdepodobne „pillow“ bazaltu, gabrodoleritu a rádiolaritu. To indikuje často prúdovitá štruktúra silicitu, ktorá nie je výsledkom ani metamorfnej diferenciácie, ani plastického toku v kremeni. Matrixový silicit tvoril miestami len tenkú výplň puklín či povlaky na kontantoch úlomkovitých až blokovitých (balvanovitých) fragmentov. Brekcia je nátekmi lokálne výrazne silicifikovaná a silicitický matrix uzaviera rozptýlené drobné fragmenty bazitov zelenkastej farby. V takýchto prípadoch sú hranice oboch hornín neostré (obr. 3d).

Významným fenoménom je zistená synsedimentárna vrstvovitosť (páskovanie) červeného rádiolaritu, navyše prevrstveného s „pillow“ bazaltom v rámci dm fragmentov v diastrofickej brekcii. Ale aj opačne, vrstvy červeného rádiolaritu sa nachádzajú v „pillow“ bazalte a spoločne ich pretínajú metamorfné žilky (obr. 4a – d).

Datovanie zirkónu

Pokúsili sme sa datovať (meta)bazalt a (meta)gabrodolerit z dvoch rozdielnych častí litologickej sukcesie. Jednu vzorku (JAK-3) predstavuje (meta)bazalt z vrchnej časti strednotriasového súvrstvia silicitických bridlíc, ktorých vek bol určený na základe rádiolárií. Druhá vzorka (JAK-6), a to (meta)gabrodolerit, pochádza z horizontu diastrofickej sedimentárnej brekcie pravdepodobne vrchnotriasovo-strednojurského veku. Tretiu vzorku predstavuje silicitická bridlica zo spodnej (strednotriasovej) časti sukcesie. Relikty magmatických štruktúr (meta)bazaltov a (meta)gabrodoleritov, ako aj ich metamorfóza, sú opísané v ďalšej kapitole.

Z 20 kg vzorky metabazaltu JAK-3 sa síce vyseparovalo 11 zŕn zirkónu, ale iba 3 z nich majú typickú magmatickú morfológiu (idiomorfné) a zonálnosť (obr. 5). Neobsahujú žiadne reliktné jadrá a narástli počas jednorazovej magmatickej kryštalizácie počas 7 mil. (dve zrná) alebo – v jednom prípade – 15 mil. r. (obr. 5b). Ostatné zrná sú zaoblené, a teda recyklované z neznámych zdrojov (podobné na zirkón 3_4 na obr. 5). Datovaný zirkón (obr. 5a, b) je viac-menej idiomorfný, oscilačne zonálny, s vysokým pomerom Th/U: 0,48 – 0,64. Z 11 datovaných bodov iba 6

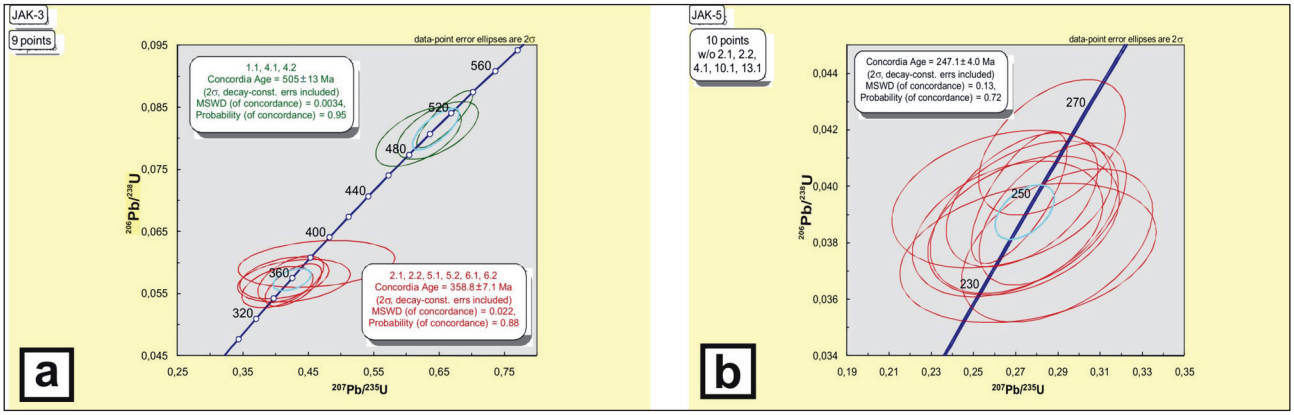


Obr. 5. Vzorka metabazaltu JAK-3. **a** – Naleštený povrch prierezov zdedeného magmatického zirkónu (JAK-3_5, -3_6 a -3_2) a príklad ešte staršieho detritického zrna (JAK-3_4) v optickom mikroskope (vrchný rad). Morfológia datovaných kryštálov zirkónu v optickom mikroskope (spodný rad). **b** – Naleštené prierezy zirkónu (z obr. a) v katódoluminiscencii s datovanými bodmi.

Fig. 5. Sample of metabasalt JAK-3. **a** – Polished surfaces of inherited magmatic zircon cuts (JAK-3_5, -3_6 and -3_2) with an example of older detrital grain (JAK-3_4) in optical microscope (upper row). Morphology of the dated zircon crystals in optical microscope (lower row). **b** – CL images of zircon cuts (from Fig. a) with dated spots.

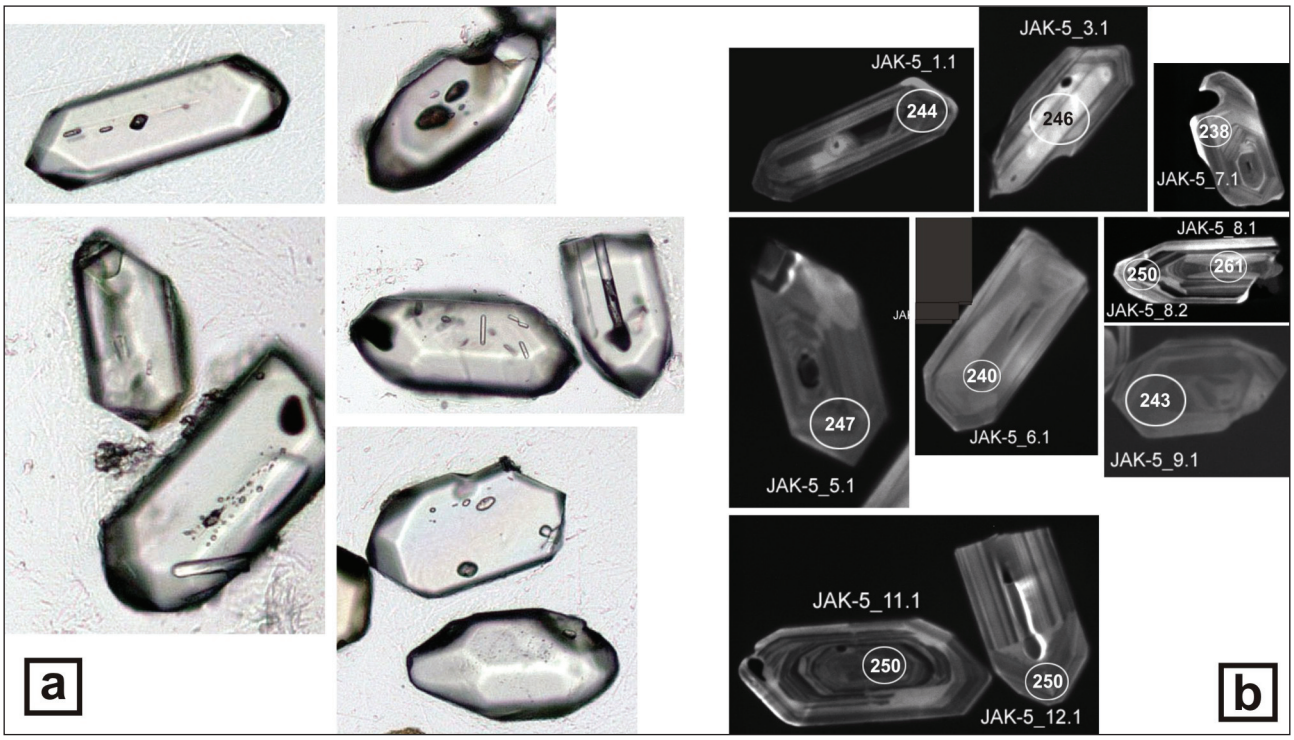
určuje konkordantný vek magmatickej kryštalizácie troch zŕn zirkónu 359 ± 7 mil. r. s vysokou pravdepodobnosťou konkordancie (obr. 6a). Keďže vek bazaltu je limitovaný strednotriasovým vekom okolitej silicitickej bridlice, zistený spodnokarbónsky vek sa dá interpretovať len ako vek magmatického, bližšie neurčiteľného spodnokarbónskeho zdroja tohto strednotriasového bazaltu. Ďalšie tri body na iných dvoch zrnách určujú konkordantný vek ešte staršieho zdroja zirkónu bazaltu 505 ± 13 mil. r., tiež s veľmi vysokou pravdepodobnosťou konkordancie (obr. 6a). Pre rôznorodosť sa všetky vyseparované zirkóny javia ako cudzia prímes bazaltu, pričom ich zdroj sa nedá bližšie určiť. Datované spodnokarbónske a kambrické, resp. kambroordovické veky magmatických zdrojov sa vzťahujú na veľmi charakteristické obdobia extenzie a magmatizmu vo variskom fundamente Západných Karpát, vrátane gemerického fundamentu (Putiš et al., 2008, 2009b).

Z 10 kg vzorky metagabrodoleritu JAK-6 sa vyseparovalo 5 zŕn zirkónu. Iba tri z nich javia magmatickú morfológiu a zonálnosť. Dve zrná predstavujú jednorazovú



Obr. 6. a – Diagram zdedených konkordantných vekov datovaného zirkónu zo vzorky (meta)bazaltu JAK-3. **b** – Diagram s konkordantným vekom datovaného zirkónu zo vzorky silicitickej bridlice JAK-5.

Fig. 6. a – Diagram of inherited concordant zircon ages from the JAK-3 sample of a (meta)basalt. **b** – Diagram of concordant zircon age from the JAK-5 sample of the cherty shale.



Obr. 7. Vzorka silicitickej bridlice JAK-5. **a** – Morfológia datovaných kryštálov zirkónu v optickom mikroskope. **b** – Naleštené prierezy zirkónu v katódoluminiscencii s datovanými bodmi.

Fig. 7. Sample of cherty schist JAK-5. **a** – Morphology of dated zircon crystals in optical microscope. **b** – CL images of zircons with dated spots.

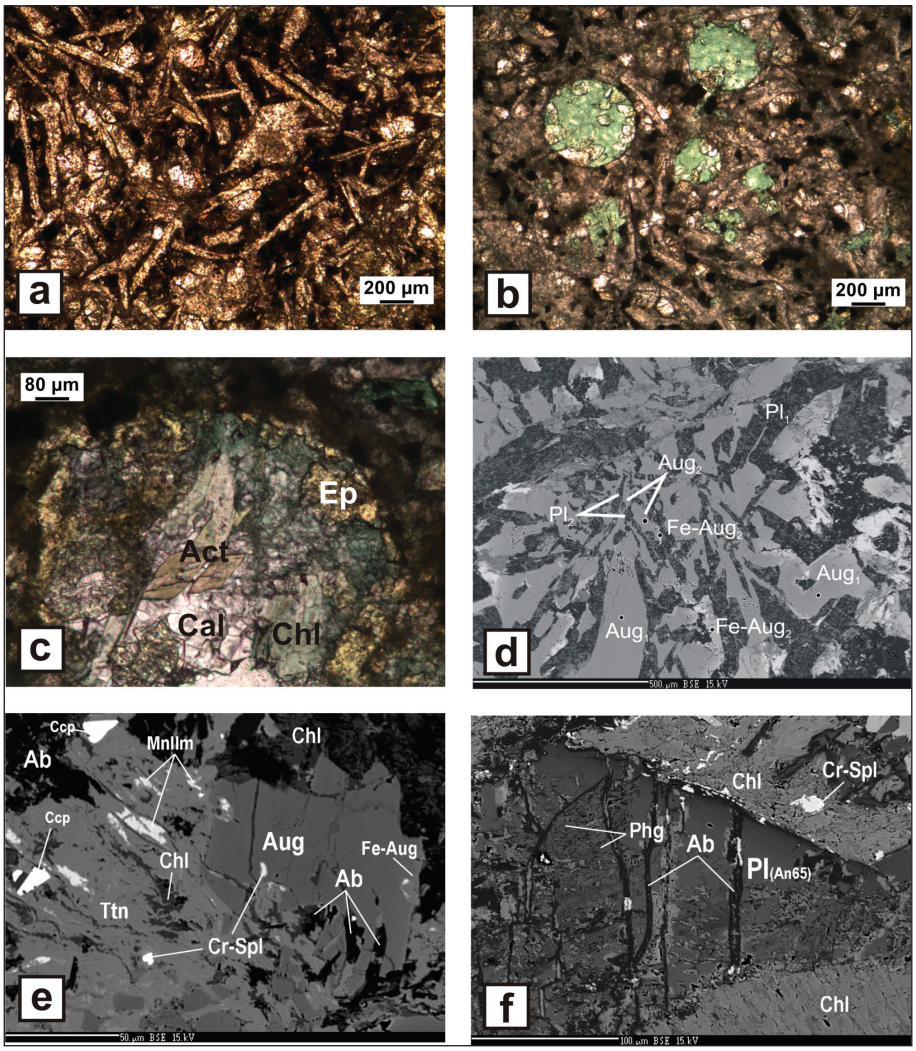
kryštalizáciu zirkónu počas cca 5 mil. r. (347 až 342, resp. 337 až 332 mil. r.). Tretie zrno javí magmatickú oscilačnú zonálnosť 353 mil. r., na staršom zdedenom jadre cca 489 mil. r. Zvyšné dve zrná sú zaoblené, a teda recyklované z neznámych zdrojov. Datovaný zirkón zo vzorky JAK-6 je takmer idiomorfný, oscilačne zonálny, s vysokým pomerom Th/U: 0,19 – 0,61. Zo 6 datovaných bodov 5 určuje konkordantný vek magmatickej kryštalizácie zdroja zirkónu triasového gabrodoleritu na 342 ± 5 mil. r. so strednou pravdepodobnosťou konkordancie 0,50. Jeden bod určuje konkordantný vek ešte staršieho zdroja 488 ± 7 mil. r. s pravdepodobnosťou konkordancie 0,45. Interpretácia je veľmi podobná ako pri predošlej vzorke.

Na separáciu 45 zŕn zirkónu zo vzorky silicitickej bridlice JAK-5 stačili 3 kg. Datovaný detritický zirkón zo vzorky silicitickej bridlice JAK-5 (obr. 7a, b) je idiomorfný, oscilačne zonálny, s vysokým pomerom Th/U: 0,29 až 0,77, a je teda magmatického pôvodu. Z 15 bodov 10 určuje konkordantný vek magmatickej kryštalizácie jeho magmatického zdroja na 247 ± 4 mil. r., s vysokou pravdepodobnosťou konkordancie 0,72 (obr. 6b). Päť bodov naznačuje konkordantný vek kryštalizácie zirkónu z ešte starších neznámych zdrojov od 470 do 1 000 mil. r.

Metamorfóza triasovo-jurskej sukcesie

Poloha bazaltu, hrubá 3 m, vo vrchnej časti strednotriasového súvrstvia silicitických bridlíc má zachovanú magmatickú štruktúru. V nej sú rozoznateľné magmatické tabuľkovité až tenkoprizmatické klinopyroxény (augit), Fe-Ti oxidy a rôzne orientované lišty plagioklasu, podmieňujúce ofitickú štruktúru (obr. 8a).

Úlomkovitý materiál brekcií je pomerne monotónny. Výraznú prevahu majú bazalty a gabrodolerity,

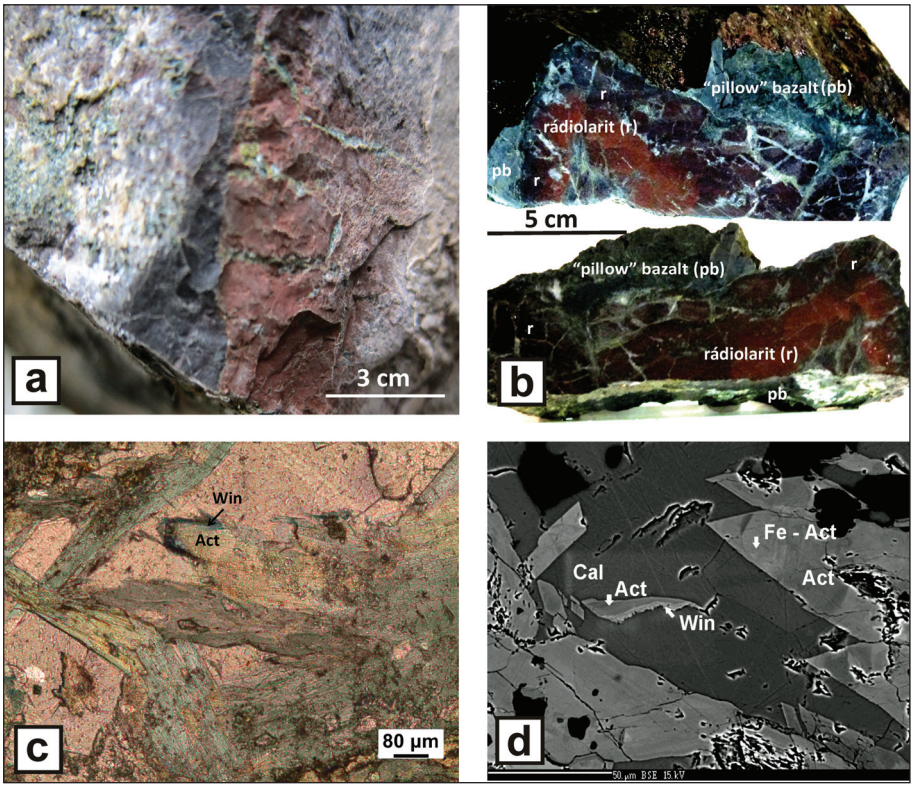


Obr. 8. Metamorfované bázické horniny z vrchnej časti súvrstvia silicitických bridlíc (a) a ako litoklasty diastrofickej brekcie (b – f). **a** – Ofitická štruktúra (meta)bazaltu. **b, c** – Mandľovitá štruktúra (meta)bazaltu. Mandle vyplnené metamorfnými minerálmi. **d** – Prerastanie augitu s plagioklasom (tmavý) v záverečnej fáze kryštalizácie gabrodoleritu. **e, f** – Metagabro s Cr-Spl.

Fig. 8. Metamorphosed basic rocks from the upper part of silicitic shales (a) and as lithoclasts in diastrophic breccia (b – f). **a** – Ophitic texture of (meta)basalt. **b, c** – Amygdaloidal texture of (meta)basalt. Amygdaloids infilled by metamorphic minerals. **d** – Augite overgrowing with a plagioclase (dark) in a final stage of gabbro-dolerite crystallization. **e, f** – Meta-gabbro with Cr-Spl.

pochádzajúce z porušených lávových prúdov, a teda z „pillow" bazaltov s pôvodnými žilami gabrodoleritu. S nimi asociujú litoklasty červeného rádiolaritu, ktoré sa väčšinou striedajú s tenkými vrstvami „pillow" bazaltu. V málodeformovaných doménach metabazitov je zachovaná ich magmatická štruktúra. Reliktné minerály ofitickej

až winchitu/ferowinchitu (obr. 9, 11a, d, e; tab. 2) v asociácii s Chl, Ab, Qtz, Ep a Cal. Ojedinele sa zistil riebeckit – svojím zložením blízky magnezioriebeckitu (obr. 11b, e; tab. 2). Metamorfóza postupovala po reakčných zónach bazitov s rádiolaritom a po žilkách, ktoré pretínajú oba litotypy (obr. 9), čo naznačuje významný objem metamorfnej fluidnej

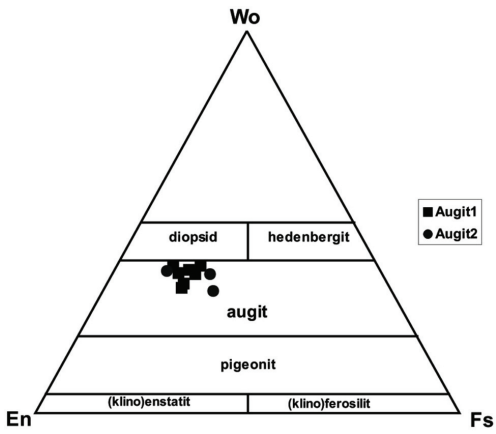


Obr. 9. a – Metamorfná reakčná zóna rádiolaritu s metabazitom, preťatá metamorfnými žilkami. **b** – Tmavá reakčná zóna medzi bazaltom a rádiolaritom so znakmi hydraulického lámania a sieťou metamorfných žiliek. **c** – Metamorfná žilka s modrastým Am, Cal, Chl a Ep (vzorka J-7). **d** – Zonálnosť metamorfného amfibolu (9c) v spätne rozptýlených elektrónoch.

Fig. 9. a – Metamorphic reaction zone of radiolarite and metabasite being crosscut by metamorphic veins. **b** – Dark reaction zone between the basalt and radiolarite with features of hydraulic fracturing and a network of metamorphic veinlets. **c** – Metamorphic veinlet with bluish Am, Cal, Chl and Ep (sample J-7). **d** – Zonation of metamorphic amphibole (9c) in BSE image.

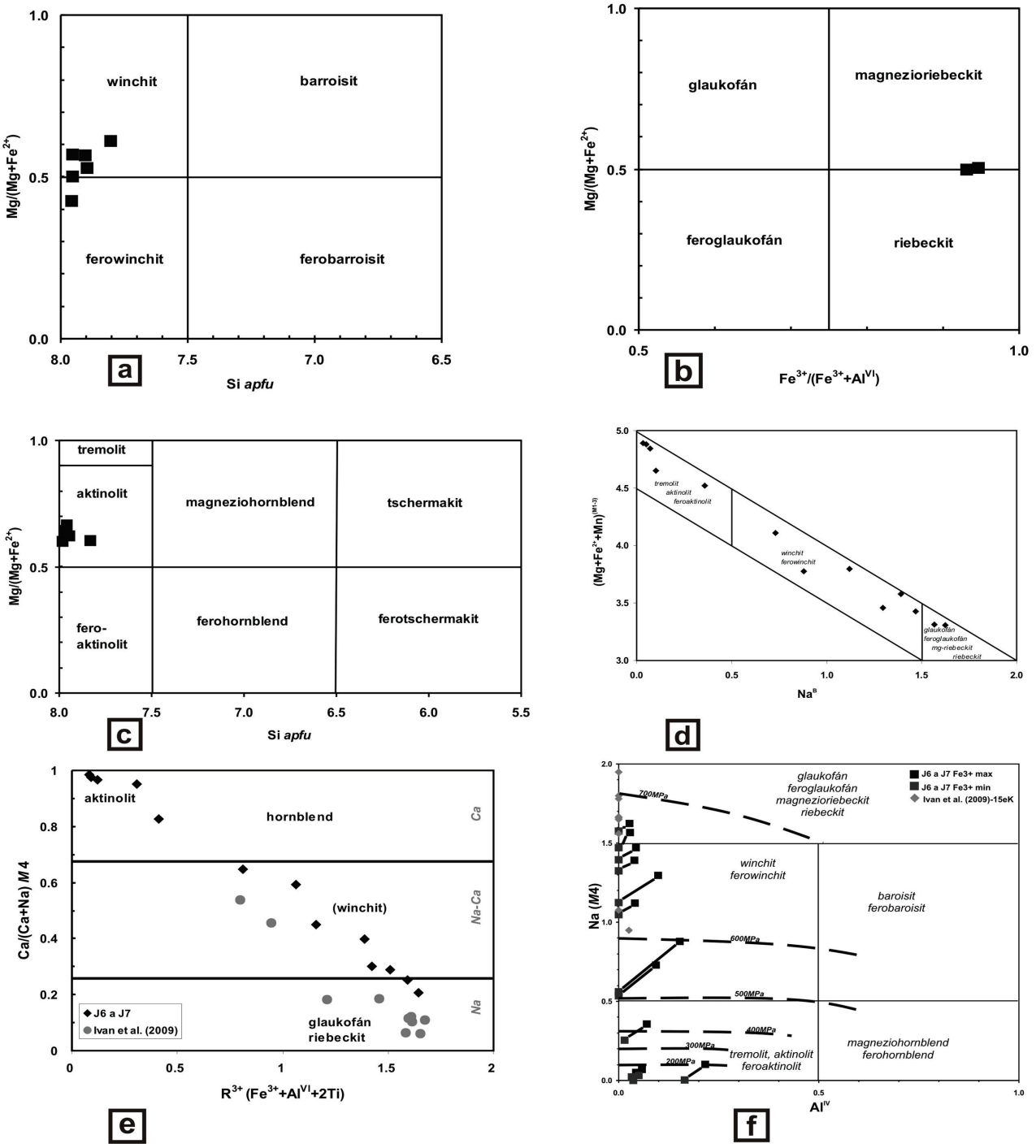
štruktúry tvorí hlavne plagioklas a klinopyroxén – augit. Tieto sú sčasti porovnateľné s bazaltom ako polohou v silicitických bridliciach (obr. 8a, 10; tab. 1). Ojedinele sa zistili bazalty so zachovanou mandľovitou štruktúrou, kde sú mandle vyplnené už metamorfnými minerálmi, ako je Chl, Ep, Cal a Am (obr. 8b, c). Menej časté sú litoklasty (meta)gabrodoleritu s obsahom augitu a plagioklasu. V ich štruktúre sa nachádzajú aj prerastlice augitu2 až Fe-augitu2 s plagioklasom2, pochádzajúce zo záverečnej fázy kryštalizácie gabrodoleritu (obr. 8d). Výnimočne sa zistili litoklasty Cr-Spl gabra (obr. 8e, f).

Bazalty a gabrodolerity po metamorfóze predstavujú strednotlakové zelené bridlice. Novoutvorené metamorfné minerály sa nachádzajú v medzizrnových priestoroch, a teda na okraji pôvodných magmatických fáz, a najmä v spletitom systéme metamorfných žiliek. Medzi bazaltmi, gabrodoleritmi a silicitmi vznikla tmavosivá metamorfná reakčná zóna, obohatená o opakové minerály, ktorú presekávajú početné metamorfné žilky s obsahom aktinolitu



Obr. 10. Klasifikačný diagram magmatických pyroxénov (Morimoto et al., 1988). Aug1 a Aug2 sú z obr. 8d.

Fig. 10. Classification diagram of magmatic pyroxenes (Morimoto et al., 1988). Aug1 and Aug2 are from Fig. 8d.



Obr. 11. a – **c** – Klasifikačné diagramy amfibolov (Leake et al., 1997). **d** – Diagram zobrazujúci kompozíciu amfibolov v ternárnom systéme glaukofán/riebeckit-tremolit/aktinolit-tschermakit (Everard, 1999). **e** – Klasifikácia amfibolov podľa Ca/(Ca+Na) *M4* vs. $R^{3+}(Fe^{3+}+Al^{VI}+2Ti)$. **f** – Diagram Al^{IV} vs. Na (*M4*) (Brown, 1977; Na (*M4*) ~ Na^{B} podľa Leaka et al., 1997) pre amfiboly. Prerušované línie sú izobary vzťahované na geobarometer podľa Browna (1977). Línie spájajú minimum Fe^{3+} a maximum Fe^{3+} pre jednotlivé analýzy amfibolov (vzorka J6 a J7). Nomenklatúra je v zhode s kritériami podľa Leaka et al. (1997). Na porovnanie sú vynesené hodnoty z práce Ivana et al. (2009) prepočítané na max. Fe^{3+} metódou 15 eK.

Fig. 11. a – **c** – Classification diagrams of amphiboles (Leake et al., 1997). **d** – Diagram of composition of amphiboles in the glaucophane/riebeckite-tremolite/actinolite-tschermakite ternary system (Everard, 1999). **e** – Amphibole classification according to Ca/(Ca+Na) *M4* vs. $R^{3+}(Fe^{3+}+Al^{VI}+2Ti)$. **f** – Diagram Al^{IV} vs. Na (*M4*) (Brown, 1977; Na (*M4*) ~ Na^{B} after Leake et al., 1997) for amphiboles. Dashed lines are isobars referred to as a geobarometer after Brown (1977). Tie-lines join minimum Fe^{3+} a maximum Fe^{3+} formulae for each analysis of amphiboles (samples J6 and J7). Amphibole nomenclature is consistent with Leake et al. (1997). For comparison, data from Ivan et al. (2009) are displayed; analyses calculation is based on 15 eK.

Tab. 1
Chemické analýzy a stechiometrické vzorce pyroxénu na báze 6 kyslíkov, resp. 4 katiónov
Chemical composition and stoichiometric formula of pyroxenes based on 6 oxygens and 4 cations respectively

Vzorka	J6 - An 15	J6 - An 18	JAK6a - An1	JAK6a - An9	JAK6a - An6	JAK6a - An 2	JAK6a - An 3	JAK6a - An 13	JAK6a - An14	JAK6a - An16
Minerál	Augit 1	Augit 1	Augit 1	Augit 1	Augit 1	Augit 1	Augit 1	Augit 2	Augit 2	Augit 2
SiO_2	48.35	49.75	50.42	50.26	48.86	47.87	48.73	50.62	50.34	50.60
TiO_2	1.91	1.68	1.06	1.18	1.70	1.86	2.26	1.22	1.38	1.15
Al_2O_3	4.52	4.62	3.38	2.63	5.24	5.07	5.72	1.84	4.28	1.90
Cr_2O_3	0.02	0.04	0.26	0.00	0.04	0.01	0.05	0.01	0.31	0.01
FeO	12.22	10.57	8.84	12.05	9.87	12.29	10.86	14.64	7.66	16.01
MnO	0.40	0.30	0.23	0.31	0.23	0.35	0.31	0.47	0.21	0.46
MgO	12.38	14.65	15.23	14.29	14.07	12.72	14.52	13.23	15.69	13.68
CaO	18.63	18.26	19.83	18.56	19.48	18.84	18.10	17.62	19.76	15.70
Na_2O	0.61	0.30	0.27	0.38	0.36	0.37	0.32	0.33	0.29	0.34
Suma	99.04	100.17	99.52	99.66	99.85	99.38	100.87	99.98	99.92	99.85
Si	1.837	1.850	1.877	1.887	1.821	1.812	1.801	1.918	1.858	1.921
Ti	0.202	0.203	0.148	0.116	0.230	0.226	0.249	0.082	0.186	0.085
Al	0.055	0.047	0.030	0.033	0.048	0.053	0.063	0.035	0.038	0.033
Cr	0.001	0.001	0.008	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.009	0.000
Fe^{3+}	0.059	0.023	0.043	0.070	0.057	0.071	0.042	0.036	0.024	0.032
Fe^{2+}	0.329	0.306	0.232	0.309	0.251	0.318	0.293	0.427	0.213	0.476
Mn	0.013	0.009	0.007	0.010	0.007	0.011	0.010	0.015	0.007	0.015
Mg	0.701	0.812	0.845	0.800	0.782	0.718	0.800	0.747	0.863	0.774
Ca	0.758	0.728	0.791	0.747	0.778	0.764	0.717	0.715	0.781	0.639
Na	0.045	0.021	0.019	0.028	0.026	0.027	0.023	0.024	0.021	0.025
Suma	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Wo	38.67	35.01	39.88	38.43	38.55	38.26	34.22	36.50	38.54	32.17
En	41.73	49.72	50.13	46.33	50.65	46.49	51.57	40.85	52.51	42.45
Fs	19.60	18.72	13.78	17.88	16.26	20.58	18.90	23.35	12.94	26.11

fázy. Styk bazitov a rádiolaritu je hydraulicky rozlámaný (obr. 9b) účinkom metamorfného fluida, a zároveň sú fraktúry vyplnené metamorfnými minerálmi v podobe žiliek v oboch horninách. Typická je zonálnosť aktinolitického amfibolu, ktorý je pleochroicky prifarbený domodra (obr. 9c). V modrastom leme sme identifikovali Na-bohatý feroaktinolit až winchit/ferowinchit, ojedinele riebeckit (obr. 11a, c – e; tab. 2). Modrastý odtieň je spôsobený zvýšeným obsahom železa a sodíka. Ďalšie charakteristické metamorfné minerály sú Chl, Ab, Ep, Cal (obr. 8, 9). Strednotriasové silicitické bridlice s rádiolaritmi, ako aj rádiolaritový matrix vrchnotriasových až strednojurských (?) brekcií vykazujú rovnakú metamorfózu ako bazity.

Z predošlého opisu vyplýva, že študovaná sukcesia prešla viacerými fázami premeny. Alpínska premena dosiahla vyššietlakovú časť fácie zelených bridlíc podľa zvyšujúceho sa obsahu Na pri okraji nízkoteplotného amfibolu. Záver metamorfózy predstavuje zrejme nízkotlaková fácia zelených bridlíc. Novovzniknuté horniny sa môžu nazývať aktinoliticko-winchitovými bridlicami.

Obsah Al^{IV} v metamorfnom chlorite študovaných vzoriek je v rozsahu 2,1 – 2,2, čo indikuje veľmi nízke teploty kryštalizácie Chl. Podobne aj amfiboly vykazujú veľmi nízky obsah hliníka (Al^{IV} = 0,03 – 0,2; tab. 2), čo je typické pre metamorfné podmienky spodnej časti fácie zelených bridlíc. Predpokladané nízke teploty metamorfózy podľa minerálnej paragenézy (Chl, Act/Win, Ep, Ab, Cal, Qtz) a chemického zloženia metamorfných minerálov (Chl, Act/Win, Ab) sa potvrdili aj výpočtom teploty (~ 370 °C) – použitím THERMOCALC-u (Holland a Powell, 1998; v. 3.31). Sukcesia bola ponorená do hĺbky 20 – 25 km (~ 600 – 700 MPa, obr. 11f) a metamorfovaná pri nízkych teplotách a prevažne strednom tlaku.

Použili sme klasifikačné diagramy (obr. 11a – c) podľa Leakea et al. (1997) s prepočtom na 15 eK.

Amfiboly obsahujúce vakanciu v pozícii *A* môžu byť vykreslené v ternárnom systéme tremolit-glaukofán--tschermakit (obr. 11d), kde winchit zodpovedá ideálnemu stavu 50 : 50 v poli miešateľnosti medzi tremolitom a glaukofánom (Everard, 1999; obr. 2), aj s ohľadom na tschermakitovú substitúciu so zastúpením Ti.

Použitý diagram na obr. 11e zohľadňuje trend zastúpenia Al, Ti a Fe^{3+} v oktaédrickej pozícii verzus Ca/(Ca+Na) v pozícii *M4* vzhľadom na kompozíciu Ca, Na-Ca a Na amfibolov. Pri koexistujúcich Na a Ca amfiboloch dochádza k výraznej kompozičnej variabilite, kde sodné amfiboly majú hodnoty R^{3+} väčšinou v rozmedzí 1,4 až 2,0 a pomer Ca/(Ca+Na) väčšinou do 0,2 (Spear et al., 1982). Túto kompozičnú variabilitu spĺňajú aj nami analyzované Na amfiboly (tab. 2), čím sú hranice pre jednotlivé skupiny amfibolov určené aj v porovnaní s kritériami Leakea et al. (1997), a teda v našom prípade sú použité aj pre klasifikačné diagramy na obr. 11a – c.

V geobarometrii podľa Browna (1977) porovnávame zistené Na-Ca a Na amfiboly z Jakloviec s podobnými vyššietlakovými amfibolmi (obr. 11f). Pre najviac „sodný“ amfibol, kde je hodnota Na (*M4*) ~ Na^B = 1,6 *apfu* (tab. 2, prepočet na maximum Fe^{3+}), sa odhaduje tlak do 700 MPa. Tento geobarometer má orientačný význam, pretože bol odvodený pre koexistujúce Na-Ca a Na amfiboly, kde Al^{VI} > Fe^{3+}. V tomto diagrame sú vynesené hodnoty Na (*M4*) ~ Na^B *apfu* pre minimum aj maximum Fe^{3+} v chemickom vzorci, pretože elektrónovým mikroanalyzátorom sa nedá určiť obsah Fe^{3+} a Fe^{2+}, ktoré viaže štruktúra amfibolu. Použitie priemeru z intervalu minima a maxima Fe^{3+} nie je vhodným riešením na odhad tlaku.

Tab. 2
Amfiboly – prepočítané na 23 kyslíkov. Fe^{3+} prepočítané podľa Schumachera (in Leake et al., 1997)
Amphibole formulas based on 23 oxygens. Fe^{3+} calculated after Schumacher (in Leake et al., 1997)

Vzorka	J7 – An 3		J7 – An 7		J7 – An 8		J6 – An 2		J6 – An 6		J6 – An 7	
Minerál	Aktinolit		Aktinolit		Aktinolit		Aktinolit		Aktinolit		Winchit	
Bod	stred		stred		okraj		stred		stred		okraj	
SiO_2	55,21		53,87		54,55		55,43		54,97		53,66	
TiO_2	0,00		0,00		0,00		0,01		0,02		0,00	
Al_2O_3	0,44		1,33		0,96		0,28		0,76		0,57	
Cr_2O_3	0,01		0,00		0,02		0,00		0,02		0,00	
FeO	14,36		16,00		15,64		13,59		15,03		24,20	
MnO	0,25		0,26		0,32		0,28		0,28		0,51	
MgO	14,81		13,86		13,38		15,48		14,10		8,22	
CaO	12,79		12,52		10,95		12,99		12,70		5,42	
Na_2O	0,18		0,36		1,27		0,12		0,25		4,54	
K_2O	0,00		0,04		0,07		0,01		0,02		0,03	
Suma	98,05		98,24		97,16		98,19		98,15		97,15	
	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}
Prepočet	15eK	všetko Fe^{2+}	15eK	všetko Fe^{2+}	15eK	všetko Fe^{2+}	15eK	všetko Fe^{2+}	15eK	všetko Fe^{2+}	15eK	8Si
Si	7,956	7,967	7,784	7,835	7,930	7,985	7,949	7,964	7,943	7,950	7,902	8,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000
Al^{IV}	0,044	0,033	0,216	0,165	0,070	0,015	0,047	0,036	0,057	0,050	0,098	0,000
Al^{VI}	0,031	0,042	0,010	0,063	0,094	0,151	0,000	0,011	0,072	0,080	0,001	0,100
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000
Fe^{3+}	0,062	0,000	0,299	0,000	0,319	0,000	0,080	0,000	0,045	0,000	1,388	0,833
Fe^{2+}	1,669	1,733	1,634	1,946	1,582	1,915	1,546	1,633	1,771	1,818	1,592	2,184
Mn	0,031	0,031	0,032	0,032	0,039	0,040	0,034	0,034	0,034	0,034	0,064	0,064
Mg	3,182	3,186	2,985	3,005	2,900	2,920	3,309	3,315	3,037	3,040	1,804	1,827
Ca	1,975	1,977	1,938	1,951	1,705	1,717	1,996	2,000	1,966	1,968	0,855	0,866
Na	0,050	0,050	0,101	0,102	0,358	0,360	0,033	0,033	0,070	0,070	1,296	1,312
K	0,000	0,000	0,007	0,007	0,013	0,013	0,002	0,002	0,004	0,004	0,006	0,006
Suma	15,000	15,020	15,007	15,106	15,013	15,118	15,002	15,029	15,004	15,018	15,006	15,193

J7b – An 1		J7b – An 2		J7b – An 5		J7b – An 6		J7b – An 7		J7b – An 8		J7b – An 9	
Winchit		Winchit		Fe winchit		Winchit		Winchit		Riebeckit		Riebeckit	
okraj		okraj		okraj		okraj		okraj		okraj		okraj	
53,70		54,16		53,41		54,68		54,57		54,39		54,16	
0,05		0,00		0,01		0,01		0,00		0,00		0,00	
0,89		0,90		0,67		0,61		0,66		0,83		0,67	
0,01		0,00		0,00		0,02		0,00		0,02		0,00	
20,04		20,90		26,90		22,09		25,58		25,79		25,30	
0,78		0,89		0,50		0,49		0,36		0,28		0,50	
10,42		10,47		6,80		9,87		7,83		7,50		7,49	
8,56		8,29		3,77		5,91		3,81		2,68		3,34	
2,56		3,15		4,81		3,97		5,20		5,72		5,49	
0,06		0,05		0,03		0,01		0,02		0,03		0,01	
97,13		98,81		96,9		97,66		98,04		97,24		96,96	
max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}	max Fe^{3+}	min Fe^{3+}
15eK	8Si	15eK	všetko Fe^{2+}	15eK	8Si	15eK	8Si	15eK	8Si	15eK	8Si	15eK	8Si
7,906	8,000	7,808	8,000	7,961	8,000	7,959	8,000	7,956	8,000	7,973	8,000	7,971	8,000
0,006	0,006	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,094	0,000	0,153	0,000	0,039	0,000	0,041	0,000	0,044	0,000	0,027	0,000	0,029	0,000
0,061	0,156	0,000	0,156	0,079	0,118	0,064	0,105	0,070	0,114	0,116	0,144	0,087	0,117
0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000
0,741	0,203	1,064	0,000	1,342	1,125	1,092	0,860	1,440	1,195	1,529	1,376	1,507	1,344
1,727	2,293	1,417	2,582	2,012	2,244	1,597	1,843	1,679	1,941	1,632	1,796	1,607	1,781
0,097	0,098	0,109	0,111	0,063	0,063	0,060	0,061	0,044	0,045	0,035	0,035	0,062	0,063
2,287	2,314	2,250	2,305	1,511	1,518	2,142	2,153	1,702	1,711	1,639	1,645	1,643	1,649
1,350	1,366	1,280	1,312	0,602	0,605	0,922	0,926	0,595	0,598	0,421	0,422	0,527	0,529
0,731	0,739	0,880	0,902	1,390	1,397	1,120	1,126	1,470	1,478	1,626	1,631	1,567	1,572
0,011	0,011	0,009	0,009	0,006	0,006	0,002	0,002	0,004	0,004	0,006	0,006	0,002	0,002
15,011	15,189	15,009	15,378	15,006	15,078	15,002	15,079	15,004	15,086	15,006	15,057	15,002	15,057

Diskusia k vývoju triasovo-jurskej sukcesie

Študovaná sedimentárna sukcesia zo zárezu železničnej trate pri Jaklovciach má dve rozdielne časti. V spodnej majú prevahu silicitické bridlice s vložkami silicitického karbonátu, ale aj rádiolaritu, ktoré sú prevrstvené laminami bazaltového tufu a 3 m hrubou polohou bazaltu, pyroklastika a tufu, nachádzajúcimi sa vo vrchnej časti tohto strednotriasového súvrstvia, ktorého vek sa určil na základe identifikácie zvyškov rádiolériovej fauny. Nadložnú časť sukcesie predstavuje horizont diastrofickej brekcie s matrixovým rádiolaritom. Predpokladaná minimálna hrúbka sukcesie silicitických bridlíc a diastrofických brekcií je aspoň niekoľko desiatok metrov pozdĺž cca 200 m dlhého zárezu.

Vek silicitických bridlíc spodnej časti sukcesie sa prvý raz zisťoval aj nepriamo, a to datovaním detritického zirkónu silicitickej bridlice. Z 15 datovaných bodov 10

potvrdzuje vrchnopermsko-spodnotriasový konkordantný vek zdroja zirkónu (247 ± 4 mil. r.), a teda vek silicitickej bridlice by mal byť aspoň o niečo mladší, strednotriasový, ktorý sa potvrdil aj nálezom strednotriasových rádiolárií počas predošlého paleontologického výskumu (Mock et al., 1998; Aubrecht et al., 2010). Datovaný detritický zirkón má všetky znaky magmatického zirkónu (oscilačne zonálny, zväčša idiomorfný, vysoký pomer Th/U > 0,2: 0,29 až 0,77) a vzhľadom na jeho značné množstvo v silicitických bridliciach predpokladáme, že jeho zdrojom boli kyslé magmatity, ktoré sa vyskytujú napr. vo fundamente gemerika a tiež sa datovali ako vrchnopermské, príp. až spodnotriasové (Poller et al., 2002; Radvanec et al., 2009). Túto hypotézu môže naznačovať aj podobnosť morfologických tvarov zirkónu (najmä S subtypy: S8, S10, S12, S13 a S17?, Pupin, 1980) s typologickými formami zirkónu, aké sa zistili napr. aj v postorogénnych špecializovaných granitoch typu S gemerika (Jakabská a Rozložník, 1989; Broska et al., 2002). Dezintegráciu zdrojovej horniny vzťahujeme na kontinentálny rifting pri otváraní Neotetýdy (Putiš et al., 2000), za súčasť ktorej považujeme aj meliatsky bazén (meliatikum s. l.), vrátane jeho stenčeného kontinentálneho okraja, ktorým by na severe mohol byť fundament a mladopaleozoický obal gemerika a na juhu predtriasová sukcesia turnaika. Vek spodnotriasového zdroja naznačuje ako veľmi pravdepodobný strednotriasový vek súvrstvia silicitických bridlíc, a zároveň relatívne mladší vek (vrchný trias až stredná jura) nadložnej diastrofickej brekcie.

Spodnokarbónsky vek zirkónu (meta)bazaltu vo vzorke JAK-3 (cca 359 mil. r.) nie je konzistentný s geologickou pozíciou datovanej vzorky, pochádzajúcej z polohy bazaltu vo vrchnej časti strednotriasového súvrstvia silicitických bridlíc, s ktorými sa na okraji aj prevrstvuje (obr. 4). Očakávali sme strednotriasový magmatický vek vlastného zirkónu, ale podarilo sa datovať len spodnokarbónsky, resp. ešte starší (kambroordovický) magmatický vek neznámeho zdroja 3 zŕn zirkónu ako prímesi triasových bazaltov z prostredia stenčenej kôry, príp. vrchného plášťa, ktorým prenikali pri riftogenéze. Zistený spodnokarbónsky a kambroordovický vek zdrojov prímesného zirkónu v strednotriasovom bazalte a dolerite sa zhoduje s dvomi najvýznamnejšími etapami extenzných udalostí nielen v západokarpatskom, ale aj celoeurópskom variskom fundamente. Tieto udalosti súviseli s otváraním prototetýdneho a paleotetýdneho oceánu a ovplyvnili kôrovú aj plášťovú litosféru novovzniknutými magmatickými suitami, ktoré sme datovali v komplexoch fundamentu centrálnych Západných Karpát práve na zirkóne metódou U-Pb SHRIMP (Putiš et al., 2008, 2009b a citácie v týchto prácach).

Nadložný horizont diastrofickej brekcie sa skladá z málozaoblených, a teda transportom nevýrazne opracovaných, t. j. zväčša ostrohranných úlomkov (meta)bazaltu, (meta)gabrodoleritu (výnimočne metagabra) a (meta)rádiolaritu rádovo cm až dm veľkosti. Brekcia vznikla pravdepodobne náhlym porušením bazaltových lávových prúdov typu „pillow“ so žilami gabrodoleritu, sčasti prevrstvených rádiolaritom, a ich zosuvom do hlbokovodnej časti okrajového sedimentárneho bazéna pod úrovňou CCD, kde dovtedy sedimentovali silicitické bridlice s rádiolaritom a silicitickým karbonátom. Brekcia obsahuje aj tenké vložky rádioláriových sedimentov, ktoré ju ešte v nespevnenom stave injektovali a vyplnili ako matrix. Ani na datovanom bloku (meta)gabrodoleritu z brekcie sa nepodarilo určiť jeho skutočný magmatický vek, ale iba vek (342 ± 5 mil. r.) neznámeho spodnokarbónskeho magmatického zdroja tohto zirkónu. Ide o podobný vek, aký sa zistil aj z polohy bazaltu v podložnom súvrství strednotriasových silicitických bridlíc.

Predpokladáme, že mechanizmom dezintegrácie bazaltov bola (severovergentná) obdukcia nesubdukovanej okrajovej, prevažne vrchnej časti oceánskej kôry s „pillow“ bazaltmi, žilami gabrodoleritu, prevrstvenými rádiolaritom, ktorá poskytla zdrojový materiál diastrofických sedimentárnych brekcií predpokladaného vrchnotriasového až strednojurského veku. Ich vrchný vekový limit predstavuje vekový záznam vysokotlakovej subdukčnej metamorfózy meliatika podľa ^{40}Ar-^{39}Ar datovania (165 – 150 mil. r., Dallmeyer et al., 1993, 1996, 2005; Maluski et al., 1993). Keďže študovaná sukcesia bola len relatívne plytko (20 – 25 km) subdukovaná, a to už v rámci akrečnej prizmy, predpokladáme, že vek tejto prevažne strednotlakovej metamorfózy je až vrchnojurský (okolo 150 mil. r.). Rádioláriová fauna z rádiolaritov prekrývajúcich bazalty pri Jaklovciach, západne od nami študovanej lokality, sa určila ako strednojurská (Gawlick in Aubrecht et al., 2010). Preto aj horizont diastrofických brekcií považujeme analogicky za vrchnotriasový až strednojurský. Jeho vek by sa mohol upresniť štúdiom reliktov rádioláriovej fauny z červeného rádiolaritu ako matrixu diastrofickej brekcie.

Zmena režimu z relatívne pokojnej sedimentácie silicitických bridlíc na dynamickú sedimentáciu diastrofických brekcií zrejme súvisela so zmenou tektonického režimu vývoja meliatskeho bazéna. Táto zmena ovplyvňovala aj režim sedimentácie v okrajovej časti bazéna, z ktorej sa neskôr vytvorila akrečná prizma na sever od subdukčnej zóny. Extenzný režim počas otvárania, rozširovania a synriftového prehlbovania bazéna v strednom triase charakterizovala pokojná sedimentácia silicitických blidlíc a silicitických karbonátov na vzdialenom stenčenom okraji kontinentu blízko hladiny CCD. Komunikáciu s kontinentom dokladá najmä detritický zirkón, ktorého veľmi dobre zachovaná magmatická typológia naznačuje, že jeho zdrojom mohli byť granity typu S gemerického fundamentu. Sedimentačný režim bazéna sa zmenil so začiatkom subdukcie pravdepodobne už na hranici triasu a jury, keď ho začala ovplyvňovať kompresia „na juhu“, s postupným formovaním aktívnej subdukčnej zóny s predpokladaným sklonom na juh. Kompresia sa postupne šírila severným smerom do okrajovej časti bazéna, kde sa v jeho ešte neuzatvorenej časti zvýšila dynamika sedimentácie. Odrazom toho je vznik diastrofických sedimentárnych brekcií z priľahlých, obdukovaných (nesubdukovaných) okrajových častí oceánskej kôry. Ich materiál pochádzal hlavne zo strednotriasových „pillow“ bazaltov, gabrodoleritov a rádiolaritov. Keďže silicitické

bridlice sú prekryté horizontom brekcií, ich materiál je v brekcii skôr výnimočný. Na niekoľkodecimetrových úlomkoch bazaltu alebo rádiolaritu v brekcii je často pozorovateľné vzájomné prevrstvovanie bazaltu, bazaltového tufu a rádiolaritu. Vrstvy brekcií prekryli pod hladinou CCD usadené nelitifikované rádiolárioové bahno, ktoré do nich vnikalo ako vypĺňajúci matrix. K severnému okraju subdukčnej zóny sa v skracovanej akrečnej prizme napokon pričlenila aj nami študovaná strednotriasovo--strednojurská sedimentárna sukcesia okrajovej časti bazéna, s obsahom materiálu obdukovanej, okrajovej časti oceánskej kôry. Bola ponorená do hĺbky 20 – 25 km (~ 600 – 700 MPa, obr. 11f), a metamorfovaná pri nízkych teplotách a prevažne strednom tlaku. Následne sa ako kompresne vytlačený (severovergentným rohovým tokom akrečnej prizmy?), a teda exhumovaný vyššietlakovo metamorfovaný tektonický fragment triasovo-jurská sukcesia vo forme olistolitu začlenila do sedimentov vrchnojurskej akrečnej prizmy v ešte neuzatvorenej časti bazéna ďalej na sever od subdukčnej zóny.

Zistená zonálnosť v aktinolitickom amfibole – od aktinolitického jadra, cez Na-ferroaktinolit až po ferrowinchit/winchit/riebeckit vo vonkajšom okraji – naznačuje, že tento fragment meliatika (s. l.) podľahol vyššietlakovej metamorfóze v nehlboko subdukovanej časti akrečnej prizmy. Ivan et al. (2009) opisujú magnezioriebeckit, riebeckit a ferowinchit. Žiaľ, vychádzajú z analýz zaťažených veľkou analytickou chybou, čím tieto analýzy nespĺňajú kritériá prepočtu železa Fe^{3+}, a preto sa na klasifikáciu amfibolov nehodia. Metamorfná udalosť sa datovala na fengitickej svetlej sľude glaukofanitov a sprievodných bridlíc príkrovu Bôrky z južnejšej časti meliatika, z oblasti Jasova, Medzeva (Šugovská dolina) a Hačavy ako prevažne vrchnojurská (165 – 150 Ma) $^{40}Ar/^{39}Ar$ metódou (Dallmeyer et al., 1993, 1996, 2005; Maluski et al., 1993; Putiš et al., 2009a). Vek metamorfózy v subdukovanej južnej časti akrečnej prizmy (ale na sever od centrálnej časti subdukčnej zóny) spadá takto do najmladšej časti vyššieuvedeného časového intervalu (okolo 150 mil. r.). Iba horniny meliatika príkrovu Bôrky s obsahom glaukofánu reprezentujú hlbšie subdukovanú časť, metamorfovanú vo fácii modrých bridlíc (Faryad, 1997).

Norický terán (Neubauer a Frisch, 1989) ako južný okraj juhovergentnej variskej akrečnej prizmy má platformový vývoj sedimentov devónu aj karbónu a nehlboko pod ním sa predpokladá kadómsky či panafrický fundament. Akreoval sa k variskému orogénu bez výraznejšej variskej metamorfnej premeny. Typ fundamentu norického teránu je charakteristický pre južné Alpy, ale aj Bükk, Maďarské stredohorie a Tissiu. Až severnejšie od norického teránu došlo pokračujúcou generálne severovergentnou subdukciou oceánskej kôry Paleotetýdy k riftingu vrchnej („európskej“) platne (Stampfli, 1996) a otvoreniu Neotetýdy, súčasťou ktorej bol aj meliatsko-hallstattský bazén (Kozur a Mock, 1973; Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1997; obr. 6). Južný kontinentálny okraj bazéna, ktorý sa zachoval vo vnútorných Západných Karpatoch, reprezentuje anchimetamorfovaná strednokarbónsko--jurská sedimentárna sukcesia turnaika s valúnmi vápenato-alkalických vulkanitov v jurskom flyši (Vozárová a Vozár, 1992). V dnešnej stavbe turnaikum predstavuje supra-subdukčný akrečný komplex (meliatikum s. l.), nasunutý na príkrov Bôrky meliatika, a je prekrytý najvrchnejšími príkrovmi silicika. Severný kontinentálny okraj zrejme predstavoval väčšinou nízkometamorfovaný staropaleozoický fundament gemerika, vrátane datovaných spodnokarbónskych zdrojov zirkónu (Putiš et al., 2009b) s vrchnokarbónsko-permským, ojedinele až triasovým pokryvom (Grecula et al., 2009).

Pri extenzii, a teda rozširovaní meliatskeho bazéna, keď sedimentovali aj strednotriasové silicitické bridlice, bol aktívny permsko-spodnotriasový zdroj detritického zirkónu zo stenčeného okraja kontinentu. Príbuzná typológia tohto zirkónu a zirkónu granitov typu S gemerika naznačuje transport od severu na juh, do severného okraja meliatskeho bazéna, lokalizovaného pravdepodobne len na stenčenej kontinentálnej kôre, t. j. na listrických zlomoch poklesnutých hlbokovodných vyvýšenín (halfgrabens) blízko úrovne CCD. Pri kompresii a sedimentácii diastrofických brekcií sa vo vrchnom triase až strednej jure aktivoval zdroj z nesubdukovanej časti oceánskej kôry na sever od subdukčnej zóny, ktorý mohol byť deštruovaný mechanizmom blízkym obdukcii. Materiál brekcií bol transportovaný z juhu na sever do okrajovej časti hlbokovodného bazéna, komunikujúcej s oceánskou kôrou. Sukcesia silicitických bridlíc a diastrofických brekcií pochádza teda generálne zo severnej časti meliatskeho bazéna. Vyvíjala sa na sever od juhovergentne subdukovanej predpokladanej oceánskej kôry meliatika. Alebo to bola prevažne kontinentálna subdukcia s hlbokovodnými sedimentmi a bazitmi/ultrabazitmi začiatočného štádia otvárania oceánskeho bazéna? Prevahu majú totiž bazalty typu vulkanického oblúka a vnútroplatňové nad prechodnými k MORB (Faryad, 1997). S nimi sa mohli subdukovať aj vrchnoplášťové fragmenty paleotetýdnej suprasubdukčnej zóny (Radvanec et al., 2009). Po strednopermskej delaminácii nastala etapa kontinentálneho (vrchný perm až spodný trias) a pravdepodobne aj krátkodobého oceánskeho riftingu (stredný trias, ladin) meliatika.

Skúmaná tektonická kryha meliatika pri Jaklovciach sa považuje za súčasť jurskej akrečnej prizmy meliatika (Kozur a Mock, 1995; Mello, 1996), ktorej izolované kryhy a bloky vystupujú pozdĺž severného okraja gemerika. Jurský vek turbiditických sedimentov tejto melanže s olistolitmi triasových mramorov, serpentinitov, rádiolaritov, metabazitov, ale aj keratofýrov a metaryolitov zistili už Kozur a Mock (1985). Kozur a Mock (1995) a Mock et al. (1998) vyslovili názor, že môže ísť aj o *in situ* meliatikum zakorenené pri severnom okraji gemerika, čím by gemerikum predstavovalo izolovaný kontinentálny blok (ribón) v meliatskom bazéne. Nami indikované zdrojové horniny kontinentálneho okraja meliatika – typu gemerického fundamentu – túto alternatívu nepodporujú. Samotné gemerikum nie je súčasťou jurskej akrečnej prizmy a ani nebolo zahrnuté do oblasti jurskej subdukčno--kolíznej metamorfózy podľa ^{40}Ar-^{39}Ar datovania (Dallmeyer et al., 1996). Predpokladáme, že pri severovýchodnom

okraji gemerika sa zachovali časti meliatika, ktoré pochádzajú zo severnej časti bazéna, ale zároveň relatívne južnej (nehlboko subdukovanej) časti akrečnej prizmy. Jej čelá mohli dosiahnuť stenčený kontinentálny okraj zrejme gemerika na hranici jury a kriedy. Do dnešnej popresunovej pozície sa dostali možným gravitačným sklzom z gemerika (alebo aj veporika) a sekundárne, v dôsledku kriedovej a terciérnej, najmä transpresnej tektoniky, javia suturnú zónu pozdĺž severného okraja gemerika. Ďalej na západ sa laterálne zastupujú s južnejšími časťami akrečnej prizmy meliatika, vrátane fragmentov príkrovu Bôrky (Radzim, Dobšiná), resp. až turnaika. Pokračovanie suturnej zóny z južného okraja gemerika (rožňavsko-šugovský systém) až na severovýchodný okraj gemerika (jaklovsko-folkmarský systém) nie je reálne, čiže tieto dva systémy sa nedajú spojiť do jedného. Z uvedených faktov vyplýva ako hlavná, severná vergencia nasúvania meliatika na gemerikum (Neubauer et al., 1992).

Záver

Študovaná triasovo-jurská sukcesia Jaklovskej formácie meliatika v záreze železnice pri Jaklovciach má dve rozdielne časti. Spodnú časť sukcesie predstavujú silicitické bridlice s početnými laminami bazaltového tufu, ako aj s 3 m hrubou polohou bazaltu s pyroklastikom a tufom. Vrchnú, pravdepodobne vrchnotriasovo-strednojurskú časť sukcesie predstavuje horizont diastrofickej sedimentárnej brekcie s dm litoklastmi bazaltu, gabrodoleritu, rádiolaritu (prevrstveného s „pillow“ bazaltom) a matrixovou výplňou červenkastého silicitu – rádiolaritu.

Vek magmatickej kryštalizácie 3 m polohy strednotriasového bazaltu z vrchnej časti súvrstvia silicitických bridlíc sa na datovanom zirkóne nepodarilo potvrdiť, pretože sa vyseparovali len zirkóny ako cudzia prímes v bazalte, pochádzajúce z neznámeho spodnokarbónskeho zdroja, chudobného na zirkón (negranitového) – podľa konkordantného veku ich magmatickej kryštalizácie 359 ± 7 mil. r. (vzorka JAK-3).

Detritický zirkón strednotriasovej silicitickej bridlice sa datoval ako prevažne vrchnopermsko-spodnotriasový (247 ± 4 mil. r., vzorka JAK-5). Jeho predpokladaným zdrojom, bohatým na zirkón, sú kyslé magmatity, napr. granity typu S gemerického fundamentu, najmä podľa ich morfológie.

Počas extenzie a sedimentácie strednotriasových silicitických bridlíc sa aktivoval permsko-spodnotriasový zdroj detritického zirkónu zo stenčeného okraja kontinentu, blízky granitom typu S gemerika. To by naznačovalo transport detritu od severu na juh, do severného okraja meliatskeho bazéna, lokalizovaného na stenčenej kontinentálnej kôre, t. j. na listrických zlomoch poklesnutých hlbokovodných vyvýšenín (halfgrabens) blízko úrovne CCD. Začiatok kompresie a s ňou spojenej subdukcie predpokladanej oceánskej kôry centrálnej časti bazéna charakterizuje sedimentácia diastrofických brekcií vo vrchnom triase až strednej jure. Nesubdukovaná, okrajová a vrchná časť oceánskej kôry bola obdukciou deštruovaná a stala sa zdrojom diastrofických brekcií. Materiál brekcií – („pillow“) bazalty s vrstvami rádiolaritu, ale aj pôvodnými žilami gabrodoleritu – bol transportovaný smerom na sever do okrajovej časti bazéna s usadeninami nelitifikovaného vrchnotriasovo-strednojurského silicitu – rádiolaritu. Sukcesia silicitických bridlíc, rádiolaritov a diastrofických brekcií ako celok pochádza teda veľmi pravdepodobne zo severnej časti meliatskeho bazéna. Vyvíjala sa na sever od juhovergentne subdukovanej predpokladanej oceánskej kôry meliatika aj s časťou sedimentov akrečnej prizmy.

Vek magmatickej kryštalizácie litoklastov, zrejme strednotriasových bazaltov a gabrodoleritov z horizontu diastrofickej brekcie, sa tiež nepodarilo zistiť, pretože sa vyseparovali opäť len prímesné zirkóny, pochádzajúce z ich spodnokarbónskeho, na zirkón opäť veľmi chudobného zdroja – podľa konkordantného veku ich magmatickej kryštalizácie 342 ± 5 mil. r. (vzorka metagabrodoleritu JAK-6). Datovalo sa aj niekoľko zirkónov, ktoré pochádzajú z ešte staršieho zdroja prímesných zirkónov bazaltov/gabrodoleritov – kambroordovického veku. To svedčí o dlhodobej recyklácii zirkónu počas opakovaných významných (globálnych) magmatických udalostí.

Metamorfóza horninových zložiek diastrofických sedimentárnych brekcií, t. j. litoklastov bazaltu, gabrodoleritu a rádiolaritu, matrixového rádiolaritu brekcie, ako aj podložných silicitických bridlíc, má jednotný charakter. Dosiahla strednotlakovú zónu fácie zelených bridlíc v dôsledku nehlbokej (20 – 25 km) subdukcie relatívne južnej časti akrečnej prizmy, pričlenenej k severnému okraju subdukčnej zóny. Sukcesia sa po nehlbokej subdukčnej metamorfóze a po exhumácii formou tektonických fragmentov začlenila ako triasovo-jurský olistolit do (meta)sedimentov vrchnojurskej akrečnej prizmy meliatika, ktorej tektonické fragmenty nachádzame nasunuté na gemerikum a veporikum centrálnych Západných Karpát ako výsledok najmä kriedovej kolízno-transpresnej tektoniky.

Poďakovanie. Táto práca bola financovaná z grantov Agentúry na podporu výskumu a vývoja č. APVV-0279-07, APVV-0081-10, LPP-0109-09 a grantu agentúry VEGA č. 1/0255/11. Ďakujeme recenzentom, doc. J. Spišiakovi, DrSc., (UMB, B. Bystrica) a doc. R. Aubrechtovi, PhD., (PriF UK, Bratislava) za podnetné návrhy na vylepšenie pôvodnej verzie rukopisu. Ďakujeme aj a. o. prof. Dr. H.-J. Gawlickovi (univerzita Leoben) za konzultáciu o veku analogických súvrství pri Margecanoch a Jaklovciach na základe ním určeného veku rádiolárioveј fauny.

References

Aubrecht, R., Gawlick, H.-J., Missoni, S., Suzuki, H., Plašienka, D., Kronome, K. & Kronome, B., 2010: Middle Jurassic matrix radiolarians from the Meliata ophiolite mélange at the type Meliatic sites Meliata and Jaklovce (Western Carpathians): palaeogeographic evidence. *J. Alpine Geol., 52, PANGEO 2010 Abstracts, 82 – 83.*

Broska, I., Kubiš, M., Williams, C. T. & Konečný, P., 2002: The composition of rock-forming and accessory minerals from the Gemeric granites (Hnilec area, Gemeric Superunit, Western Carpathians). *Bull. Czech. Geol. Surv., 7, 147 – 155.*

Brown, E. H., 1977: The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrology, 18, 53 – 72.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *In: Pitoňák, P. & Spišiak, J. (eds.): Pre-Alpine Events in the Western Carpathians´ Realm, Conference Excursion guide, Stará Lesná, 11 – 20.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral and whole-rock data. *Eclogae geol. Helv., 89, 203 – 227.*

Dallmeyer, R. D., Németh, Z. & Putiš, M., 2005: Regional tectonothermal events in Gemericum and adjacent units (Western Carpathians, Slovakia): Contribution by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 11, 155 – 163.*

Downes, H., Pantó, Gy., Árkai, P. & Thirlwall, M. F., 1990: Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains. *Lithos, 24, 201 – 215.*

Everard, J. L., 1999: A blue amphibole occurrence from the Flowerdale River, northern Arthur Lineament. *Miner. Resour. (Geol. Surv. Tasmania), 5, 1 – 17.*

Faryad, S. W., 1997: Lithology and metamorphism of the Meliata unit high-pressure rocks. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 131 – 144.*

Faryad, S. W., Spišiak, J., Horváth, P., Hovorka, D., Dianiška, I. & Jósza, S., 2005: Petrological and geochemical features of the Meliata mafic rocks from the sutured Triassic oceanic basin, Western Carpathians. *Ofioliti, 30, 27 – 35.*

Frisch, W. & Neubauer, F., 1989: Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. *Geol. Soc. Amer. Sp. Pap., 230, 91 – 100.*

Grecula, P., Kobulský, J., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Hraško, Ľ., Novotný, L. & Maglay, J., 2009: Geologická mapa Spišsko--gemerského rudohoria 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Harangi, Sz., Szabó, Cs., Józsa, S., Szoldán, Zs., Árva-Sós, E., Balla, M. & Kubovics, I., 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. *Int. Geol. Rev. (Washington), 38, 336 – 360.*

Hawkins, J. W. & Allan, J. F., 1994: Petrologic evolution of Lau Basin sites 834 through 839. *Proceeding DDP Sci. Results, 135, 427 – 470.*

Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol., 16, 309 – 344.*

Hovorka, D., 1977: Keratofýry triasu pri Jaklovciach. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, 57 – 77.*

Hovorka, D. & Spišiak, J., 1998: Mesozoic Meliata ocean dismembered ophiolites. *In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Survey of Slovak Republic, D. Štúr Publishers, Bratislava, 81 – 88.*

Ivan, P., 2002: Relics of the Meliata Ocean crust: Geodynamic implications of mineralogical, petrological and geochemical proxies. *Geol. Carpath., 53, 245 – 256.*

Ivan, P., Méres, Š. & Sýkora, M., 2009: Magnezioriebeckit v červených silicitoch a bazaltoch z Jakloviec (jaklovská formácia meliatika) – indikátor iniciálneho štádia vysokotlakovej subdukčnej metamorfózy. *Miner. Slov. (Bratislava), 41, 419 – 432.*

Jakabská, K. & Rozložník, L., 1989: Zircons in gemeric granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 141 – 160.*

Kamenický, J., 1957: Serpentinity a diabázové horniny triasu okolia Jakloviec. *Geol. Práce, Zoš., 46, 3 – 71.*

Kozur, H. & Mock, R., 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie der Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 365 – 374.*

Kozur, H. & Mock, R., 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt., 13, 223 – 238.*

Kozur, H. & Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Miner. Slov. (Bratislava), 27, 301 – 307.*

Larionov, A. N., Andreichev, V. A. & Gee, D. G., 2004: The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *In: Gee, D. G. & Pease, V. L. (eds.): The Neoproterozoic timanide orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc., London, Mem., 30, 69 – 74.*

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youshi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canad. Mineralogist, 35, 219 – 224.*

Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. & Whittaker, E. J. W., 2004: Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature. *Amer. Mineralogist, 89, 883 – 887.*

Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P., 1993: ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 – 337.*

Mello, J., Mock, R., Planderová, E. & Gaál, Ľ., 1983: Nové poznatky o stratigrafii meliatskej skupiny. *Geol. Práce, Spr., 79, 55 – 81.*

Mello, J., 1996: Meliaticum – geological development, position and relation to surrounding units. *Geol. Práce, Spr., 101, 41 – 43.*

Mock, R., Sýkora, M., Aubrecht, R., Ožvoldová, L., Kronome, B., Reichwalder, P. & Jablonský, J., 1998: Petrology and petrography of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce villages, Slovakia. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 223 – 260.*

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A. & Zussman, J., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology, 39, 55 – 76.*

Neubauer, F., Fritz, H., Bojar, A.-V., Janák, M., Putiš, M. & Reichwalder, P., 1993: Kinematics of the blueschist-bearing nappe: The Meliata unit of the Western Carpathians. *Terra Nova abstr., 4, 77 p.*

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. & Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 1 – 24i.*

Poller, U., Uher, P., Broska, I., Plašienka, D. & Janák, M., 2002: First Permian-early Triassic ages for tin-bearing granites from the Gemeric unit (Western Carpathians, Slovakia): connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism. *Terra Nova, 14, 41 – 48.*

Pupin, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrology, 73, 207 – 220.*

Putiš, M., Kotov, A. B., Uher, P., Salnikova, J. B. & Korikovsky, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok pre-orogenic A-type granite related to continental rifting: a new result of U-Pb isotope dating (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 51, 59 – 66.*

Putiš, M., Sergeev, S., Ondrejka, M., Larionov, A., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P. & Paderin, I., 2008: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: A record from the Gondwana active margin setting. *Geol. Carpath., 59, 3 – 18.*

Putiš, M., Frank, W., Plašienka, D., Siman, P., Sulák, M. & Biroň, A., 2009a: Progradation of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subductions: constrained by $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas. *Geodinamica Acta, 22, 31 – 56.*

Putiš, M., Ivan, P., Kohút, M., Spišiak, J., Siman, P., Radvanec, M., Uher, P., Sergeev, S., Larionov, A., Méres, Š., Demko, R. & Ondrejka, M., 2009b: Metaigneous rocks of the West-Carpathian basement, Slovakia: indicators of Early Paleozoic extension and shortening events. *Bull. Soc. géol. France, 180, 461 – 471.*

Radvanec, M., Konečný, P., Ondrejka, M., Putiš, M., Uher, P. & Németh, Z., 2009: Granity gemerika ako indikátor extenzie kôry nad neskorovariskou subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze (Západné Karpaty): interpretácia podľa veku monazitu a zirkónu datovaného metódou CHIME a SHRIMP. *Miner. Slov. (Bratislava), 41, 381 – 394.*

Rakús, M., Potfaj, M. & Vozárová, A., 1998: Basic paleogeographic and paleotectonic units of the Western Carpathians. *In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Survey of Slovak Republic, D. Štúr Publishers, Bratislava, 15 – 26.*

Schumacher, J. C., 1997: Appendix2: the estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Amer. Mineralogist, 82, 1 031 – 1 037.*

Siivola, J. & Schmid, R. A., 2007: Systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Sub commission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01.02.2007. http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html

Spear, F. S., Robinson, P. & Schumacher, J. C., 1982: Chapter 1, Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. Internal limits in amphibole composition space: coexisting amphiboles; calcic amphiboles and sodic amphiboles. *In: Veblen, D. R. & Ribbe, P. H. (eds.): Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Rev. Mineral. Geochemistry, 9B, 82 – 88.*

Stampfli, G. M., 1996: The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. Helv., 89, 13 – 42.*

Taylor, R. N., Murton, B. J. & Nesbitt, R. W., 1992: Chemical transects across intra-oceanic arcs: implications for the tectonic settings of ophiolites and their modern oceanic analogues. *Geol. Soc. London Spec. Publ., 60, 117 – 132.*

Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). *In: Vozár, J. (ed.): The Paleozoic geodynamic domains: Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. D. Štúr Geological Inst., Bratislava, 147 – 154.*

Williams, I. S., 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol., 7, 1 – 35.*

Rukopis doručený 25. 1. 2011
Revidovaná verzia doručená 15. 2. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 16. 3. 2011

Metamorphosed succession of cherty shales with basalt and diastrophic breccia in olistolith of the Meliatic Jurassic accretion wedge near Jaklovce (Slovakia), dated on zircon (U-Pb SIMS SHRIMP)

Slightly metamorphosed succession of cherty shales, less cherty carbonates, with a 3 m thick basaltic layer and a number of thin layers or laminae of basaltic tuffs, covered by diastrophic breccia with cherty matrix was studied from a completely exposed railway cut near Jaklovce village (eastern Slovakia).

The Middle Triassic strata of reddish and greenish cherty shales, carbonates and radiolarites contain thin basaltic tuff layers and a 3 m thick basaltic layer in the upper part of the strata. A zircon concordant age of 359 ± 7 Ma is interpretable as Lower Carboniferous source age of zircon grains present in this Middle Triassic basalt, because its age is well constrained with the findings of mid-Triassic radiolarians in hosting Middle Triassic cherty strata. Detrital zircons with magmatic typology from the Middle Triassic cherty shales revealed predominating Late Permian to Lower Triassic concordant crystallization age (247 ± 4 Ma) of their probably acidic magmatic source. Zircon morphology indicates S-type (Gemeric) granites as the source rocks. Sedimentation of the Middle Triassic cherty carbonates and shales on a subsiding thinned continental margin is interpreted as syn-rift deepening of the Neo-Tethyan Meliatic Basin. It culminated by a short-term oceanic crust formation evidenced by thin layers of pillow-type basalts within the cherty strata or vice versa by the cherty interlayers in pillow-type basalts. The evidence on the existence of the upper part of oceanic crust provides the material present in the diastrophic breccia horizon.

The diastrophic breccia horizon, a few of tens of metres in thickness, overlies previously described Middle Triassic succession. It indicates the change from an extension to a compression regime and starting subduction of the central part of the basin with developed oceanic crust at the boundary of Triassic and Jurassic. This event caused the obduction-like destruction of the unsubducted part of the oceanic crust, material of which was slumping onto the unlithified cherty strata in the marginal part of the basin, thus forming the Upper Triassic to Middle-Jurassic breccia horizon infilled or penetrated by a cherty (radiolarian) mud as a matrix. The breccia is built of cm to dm size angular fragments of basalts with preserved ophitic, less amygdaloidal texture. Quite common are gabbro-dolerites and rare gabbros. Radiolaritic dm size angular fragments are also present, wrapped and/or interlayered with a basalt. Zircons of a magmatic typology from a 0.5 m gabbro-dolerite fragment in the breccia show concordant age of 342 ± 5 Ma, interpretable again as an age of the unknown Lower Carboniferous source, again poor on zircon, found as admixture in the Middle Triassic basics.

Meta-basalts, meta-dolerites and meta-cherts, with still preserved magmatic ophitic or amygdaloidal textures, contain actinolite rimmed by ferrowinchite/winchite/

riebeckite in metamorphic veins. It indicates a higher--pressure metamorphic overprint that was dated in the Meliatic Bôrka nappe as Late Jurassic. After a 20–25 km burial within the compressed and subducted southern part of an accretion wedge, and exhumation of metamorphosed tectonic slices, fragments of Triassic to Middle Jurassic successions, as olistoliths, were incorporated into the Jurassic accretion wedge turbiditic (meta)sediments. The succession of breccia (a few tens of metres in thickness) and underlying cherty-basaltic layers (at least 5–7 m in thickness) builds such an olistolith beside olistoliths of Triassic-Jurassic marbles, serpentinites, Permian-Lower Triassic rhyolites, keratophyres and clastics. As small tectonic sheeted bodies, the remnants of the Meliatic accretion wedge are recognizable all over the Gemeric Unit.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 19 – 30
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Nové poznatky o geologickej stavbe fatrickej jednotky v okolí Valaskej Belej (Strážovské vrchy, Západné Karpaty)

ĽUBOMÍR PEČEŇA a RASTISLAV VOJTKO

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

New knowledge about the geological setting of the Fatric Unit near Valaská Belá village (Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians)

Abstract: The Strážovské vrchy Mts. are located in the western part of the Western Carpathians. The studied area between the villages Valaská Belá and Čierna Lehota is predominantly built by the Fatric Unit with complicated tectonic structure. The paleogeographical domain of the Fatric Unit was located between the Tatric and Veporic realms and had a rhombic-like shape. The Belá nappe sequence with the shallow marine facies was resided at the northern margin of the deep marine Zliechov Basin. This nappe is composed of the Jurassic and Lower Cretaceous shallow--marine sedimentary sequences. The Belá nappe is overthrusted by the Krížna nappe s.s. (deep marine Zliechov sequence). The zone between them is formed by the "Kremeniny tectonic slices" belonging to the transitional paleogeographic zone between the Zliechov and Belá sequences. This transitional zone is composed of both deep-water (the Zliechov type) and shallow-water (the Belá type) Jurassic sedimentary sequences. The contemporary structure of the Fatric Unit system is a result of three tectonic events. The first one represents the post-Turonian thrusting of the nappe body over the Tatric Unit. Thrusting was followed by the tectonic disintegration of the nappe body and the imbricated structure of the Krížna nappe s.l. has developed. As a consequence of this evolution, a recumbent fold of the Belá nappe has formed. The second event is characterized by the Paleocene to Eocene compressional tectonic regime in the Carpathian arc. During this deformational phase, the antiform structure was formed. Transpressional tectonic regime with the evolution of the southward inverse fault structures took place during the Early Neogene. Subsequently, tectonic evolution of the area was mainly controlled by the extensional tectonic regime during the Middle and Late Miocene.

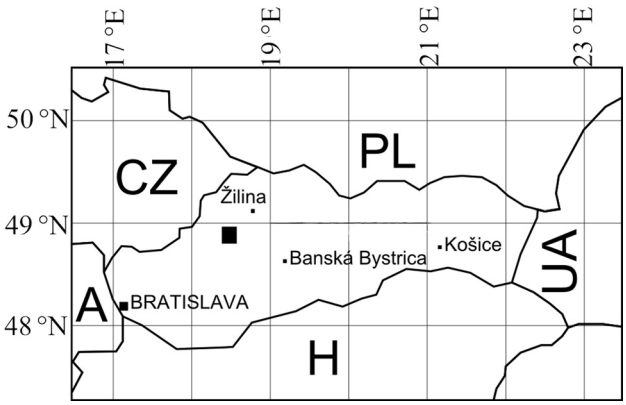
Key words: Belá nappe, Fatric Unit, tectonic evolution, Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians

Úvod

Zliechovská hornatina je horským podcelkom nachádzajúcim sa v centrálnej časti Strážovských vrchov. Je tvorená príkrovovými podjednotkami fatrika, ktoré tu vystupujú na plošne rozsiahlom území. Rozsiahlosť územia umožňuje zachytiť kontinuálnosť príkrovových vrásových štruktúr na značné vzdialenosti. Výskum bol vykonávaný v oblasti medzi obcami Valaská Belá – Čierna Lehota a vrchom Homôlka (907) (obr. 1 a 2). Fatrikum sa nachádza v nadloží tatrického fundamentu a jeho malomagurskej obalovej sekvencie a v podloží príkrovových telies hronika. Fatrikum je tu tvorené zliechovskou sukcesiou, belianskou sukcesiou a sukcesiami s prechodným vývojom. Práca je zameraná na litológiu, ale predovšetkým na interpretáciu tektonickej stavby a tektonického vývoja fatrických príkrovových štruktúr študovaného územia.

Prehľad predchádzajúcich výskumov

Intenzívnejší geologický výskum spojený so zhotovovaním máp Strážovských vrchov v mierke 1 : 25 000 zaznamenávame v štyridsiatych rokoch. Severozápadnú časť pohoria mapovali práce Andrusova (1938, 1945). Ich výsledkom sú geologické mapy, listy Považská Bystrica a Bytča (čiastočne najjužnejšia časť listu Žilina). Geologické mapovanie zo štyridsiatych rokov dvadsiateho storočia prinieslo spresnenie stratigrafie v mnohých tektonických jednotkách. Opieralo sa o nálezy skamenelín, predovšetkým v krížňanskom i chočskom príkrove. Hlavný význam však spočíva v kartografickom znázornení priestorového rozloženia základných tektonických jednotiek a vo vypracovaní tektonickej skice Strážovských vrchov (Maheľ, 1948). V druhej polovici päťdesiatych rokov bol výskum spojený s prípravou generálnych geologických máp, vyznačuje sa komplexným prístupom. Geologické mapovanie bolo sprevádzané sedimentologickým a biostratigrafickým výskumom vo vybraných profiloch (Maheľ, 1961, 1963; Kochanová, 1967; Krivý, 1981; Pevný, 1971; Salaj, 1961, 1962a, b, c; Borza, 1979, 1980a, b; Borza et al., 1980). K najvýznamnejším výsledkom patrí vyčlenenie belianskej jednotky v rámci krížňanského príkrovu, sekvencie plytkovodných členov od liasu po stredný alb (Maheľ, 1959, 1961), s vysockou



Obr. 1. Lokalizácia študovaného územia.

Fig. 1. Location of the investigated area.

jednotkou v Malých Karpatoch (Maheľ, 1959). Podstatná časť krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch (na rozdiel od Malých Karpát) sa ukázala ako – paleotektonicky a zároveň aj litostratigraficky – odlišný typ s hlbokovodnou zliechovskou sekvenciou (Maheľ, 1960). Podrobnejší sedimentárno-petrografický výskum jurskej a spodnokriedovej belianskej sekvencie (Kullmanová, 1976) a mikrofaciálny a biostratigrafický výskum jej kriedových členov vytvorili základ pre posúdenie jej paleogeografického i paleotektonického postavenia. K poznaniu procesov i sedimentácie albu-cenomanu krížňanského príkrovu prispel sedimentologický výskum Jablonského (1978, 1980), opretý o spresnenie stratigrafie na základe foraminifer (Salaj, 1961, 1962a, b, c) a nanokómov (Gašpariková, 1978, 1980).

Geologická stavba

Geologická stavba študovaného územia má zložitú paleoalpínsku príkrovovú stavbu, na ktorej sa podieľajú všetky tri hlavné tektonické jednotky tatransko-fatranského pásma (Plašienka, 1999). Štruktúrne najnižšou tektonickou jednotkou je tatrikum, reprezentované svojím varisky skonsolidovaným kryštalinikom a mladopaleozoicko-mezozoickou obalovou sekvenciou. V geologickej stavbe územia je najdôležitejšie fatrikum so zložitou vnútornou stavbou, ktoré je v príkrovovej pozícii voči podložnej tatrickej jednotke. Štruktúrne najvyššou paleoalpínskou tektonickou jednotkou, nachádzajúcou sa len v severozápadnej časti študovaného územia, je hronikum.

Tatrikum

Tatrický tegument predstavuje na severozápad sklonenú hrasť kryštalinického jadra masívu Suchý. V jeho nadloží sa nachádza malomagurská obalová sekvencia s litostratigrafickým rozsahom od spodného triasu po cenoman (Maheľ, 1985). Hrúbka jednotlivých súvrství malomagurskej obalovej sekvencie je často tektonicky redukovaná, prípadne niektoré súvrstvia úplne chýbajú.

Fatrikum

Fatrikum je tektonická jednotka centrálnych Západných Karpát, ktorej názov je odvodený Andrusovom et al. (1973) od pohorí Malá a Veľká Fatra. Je dôležité spomenúť súčasné chápanie fatrika (krížňanského príkrovového systému), čo sa týka jeho plošného rozsahu, litologickej náplne a jeho štruktúrnej usporiadanosti. Podľa Plašienku (1999) je krížňanský príkrov s. l. typickou tektonickou jednotkou centrálnych Západných Karpát. Predstavuje alochtónne teleso s hrúbkou približne 1 – 3 km. V čelných častiach dosahuje aj väčšiu hrúbku. Ako spodný subtatranský príkrov prekrýva tatrické jednotky a sám je prekrytý vyššími subtatranskými príkrovmi patriacimi do hronika. Samotné teleso krížňanského príkrovu sa na obidvoch stranách – na západe v podloží viedenskej panvy a na východe za humenskou štruktúrou – redukuje. Predovšetkým sa vytráca kostra tejto fatrickej jednotky tvorená zliechovskou sukcesiou, čo naznačuje diskontinuitný priebeh domovskej oblasti podstatnej časti fatrických sukcesií, ktorou bola zliechovská jursko-spodnokriedová panva (Plašienka, 1999).

Zliechovská doména predstavovala panvový priestor ohraničený plytkovodnejšími prostrediami v strednojurskom období, ktorý mal klinovitý alebo kosoštvorcový tvar (Michalík, 2007). Bol zhruba 250 km dlhý a 100 km široký. V oblasti južnej hranice zliechovskej panvy za rozhodujúce treba považovať náplň a postavenie veľkobockej jednotky (Plašienka, 1981, 1983, 1995; Soták a Plašienka, 1996). Severný okraj zliechovskej panvy bol v paleogeografickom obraze definovaný elevačnou zónou s prevahou prahových alebo marginálnych panvových litofácií v strednej a spodnej jure a čiastočne aj v spodnej kriede. Tie sú dnes prítomné nielen pozdĺž južného okraja tatrika, ale aj v čelových a spodných podjednotkách fatrika (sukcesie vysockého typu – medzi ne patrí aj beliansky príkrov, opisovaný v tejto práci, manínsky príkrov a príbuzné príkrovy v pribradlovej zóne) (Michalík et al., 1987). Z toho vyplýva, že severný pasívny okraj zliechovskej panvy je z väčšej časti prekrytý fatrickými príkrovmi tvorenými zliechovskou sukcesiou. Taktiež to svedčí o pochovaní substrátu zliechovskej sukcesie fatrika pod dnešný severný okraj veporika. Zo substrátu sa zachovali len menšie detašované bazálne duplexy fundamentu a tegumentu (Plašienka, 1999), ako napríklad aj šupina granitoidov fundamentu spolu so spodnotriasovými kremencami, zaseknutá v strednotriasových dolomitoch južne od Valaskej Belej (obr. 2 a 3).

S určitosťou možno povedať, že medzi prahovými oblasťami a samotným zliechovským sedimentačným priestorom existovali ešte oblasti prechodné, ktorých litofaciálne zloženie vykazuje znaky ako plytkovodných severnejších prahových litofácií, tak aj znaky južnejšieho hlbokovodného vývoja (hlavne v jurskom období). Vzhľadom na dostupné údaje je možné povedať, že skracovanie fatrického sedimentačného priestoru postupovalo približne od juhu na sever, pričom sa najskôr (zjednodušene povedané) nasunuli samotné sukcesie zliechovského vývoja na prechodné sukcesie, ktoré sa následne nasunuli na prahové okrajové zóny. Takýto obraz dnes vidíme hlavne

na severných okrajoch tatrických kryštaliník. Napríklad v Strážovských vrchoch na severnom okraji Suchého, kde na malomagurskú obalovú sekvenciu je nasunutý beliansky príkrov budovaný počas celého jurského obdobia výlučne plytkovodnými fáciami. Aj kriedový vývoj má črty poukazujúce na súvislosť s ďalšími, ešte severnejšími jednotkami, ako napr. manínska jednotka, ktorej hoteriv-barém-aptské (urgónske) fácie poukazujú na výrazný platformový vývoj (Michalík et al., 1990).

Fatrikum v okolí Valaskej Belej predstavuje komplikovane prevrásnené teleso viacerých podjednotiek s rozdielnou faciálnou náplňou. Hlbokovodný vývoj je reprezentovaný *zliechovskou sukcesiou*. V jej podloží nasledujú dva typy prechodných vývojov (*„zóna prechodného vývoja"* a *šupinové pásmo Kremeniny*; bližšie Maheľ, 1985). Najspodnejšiu časť zastupuje *beliansky príkrov* (vysocký typ) s plytkovodným vývojom (obr. 3).

Hronikum

Najvrchnejšou príkrovovou jednotkou na študovanom území je hronikum, reprezentované svojím príkrovom Homôlky. Leží v severozápadnom okraji skúmaného územia a tvorí vápencovo-dolomitovú trosku vrchu Homôlka (907 m). Podľa Kováča a Havrilu (1998) buduje najspodnejšiu čiastkovú štruktúru hronika. Jeho vrchnoanisko-karnský sled je tvorený panvovou sukcesiou bielovážskeho typu (bielovážsku a čiernovážsku sukcesiu pôvodne definoval Maheľ (1986), rozdeliac sedimentačný priestor hronika na čiernovážsku karbonátovú platformu a bazén Bieleho Váhu), ktorá sa usadila v bazéne Dobrej Vody, oddelenom od bazénu Bieleho Váhu mojtínsko-harmaneckou karbonátovou platformou. V strednej a v západnej časti pohoria Strážovské vrchy predstavuje dobrovodská sukcesia základný štruktúrny element hronika (Maheľ, 1985; Kováč a Havrila, 1998).

Nové poznatky o vnútornej stavbe fatrika

Spodný dekolement a rigidný podstavec budovaný triasovým komplexom

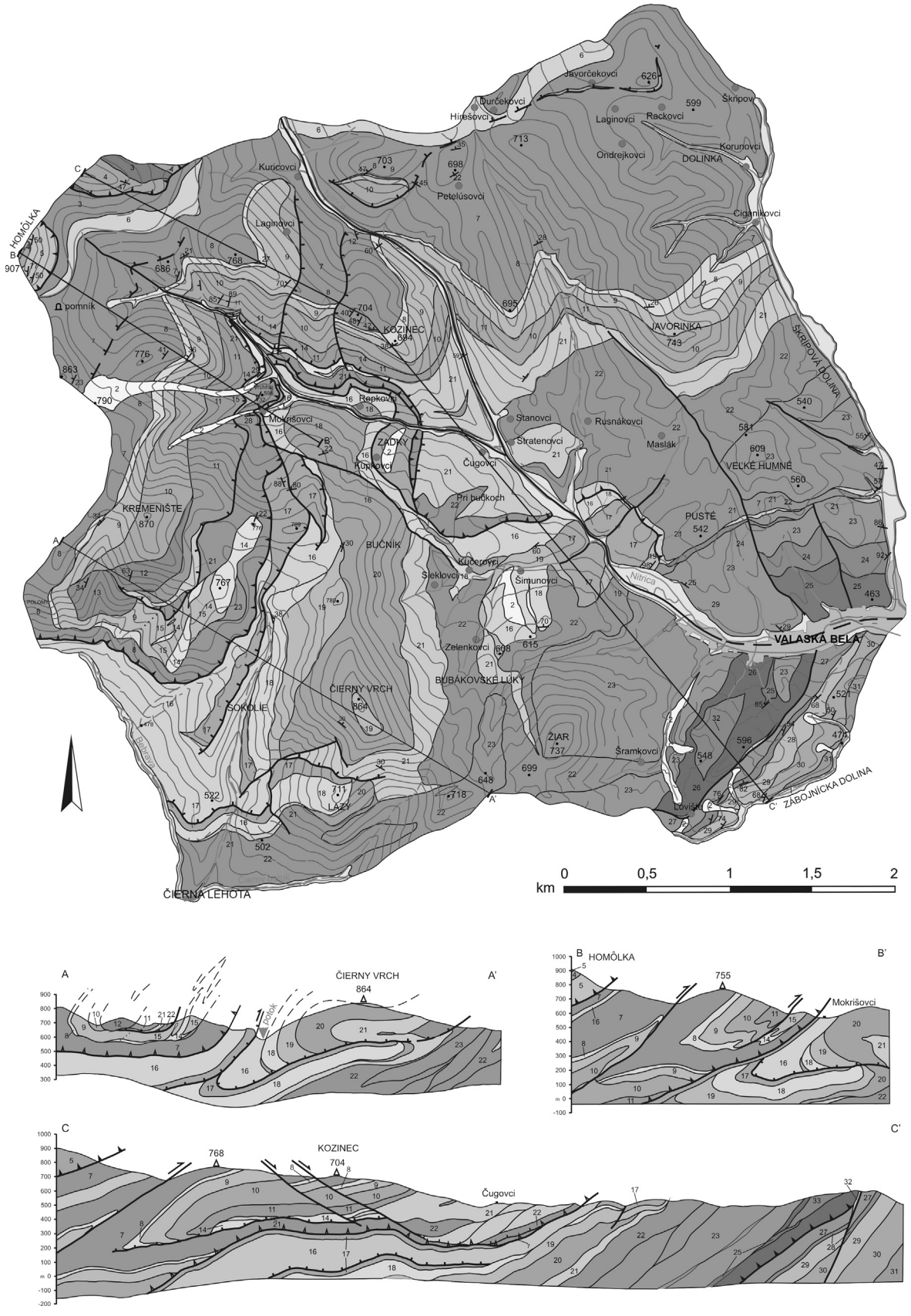
Rigidný podstavec fatrika je tvorený v prevažnej miere ramsauským dolomitom, v menšej miere aj gutensteinským vápencom. Len v najvýchodnejšej časti územia (juhozápadne od Valaskej Belej) sú prítomné aj tektonické šupiny spodnotriasových kremencov a verfénskych bridlíc. Celý strednotriasový rigidný karbonátový komplex vrátane spodnotriasových terigénnych klastických uložení je rozlámaný na veľké množstvo fragmentov – tektonických šupín, a to tak, že je prakticky nemožné nájsť medzi nimi nejakú kontinuitu. Jednotlivé bloky sú na povrchu ohraničené bridličnatými vrstvami karpatského keuperu, miestami sa vyskytujú aj menšie polohy vklinených vápencov fatranského súvrstvia, ktoré vystupujú buď priamo medzi blokmi ramsauských dolomitov, alebo priamo v sedimentoch karpatského keuperu. Nápadná je štruktúra západne od Valaskej Belej, kde ramsauské dolomity budujúce vrch Žiar (737) majú výrazné pravouhlé ohraničenie. Z juhu a zo severu je tento blok ohraničený v smere V – Z a zo západnej strany v smere S – J. V – Z ohraničenie tejto štruktúry možno stotožniť s prešmykovou diskontinuitou, ktorá svojou orientáciou zodpovedá generálnemu smeru príkrovovej propagácie. Oproti tomu S – J ohraničenie štruktúry je zlomové, považované za naloženú mladšiu deformáciu, ktorá súvisela s ďalšími tektonickými fázami.

Stredný dekolement, jadro príkrovu a vrchný komplex

Beliansky príkrov

Beliansky príkrov vystupuje na povrch v južnej polovici územia a leží priamo na triasovom rigidnom podstavci fatrika. Je najspodnejším príkrovom (v skúmanom území) fatrika a je nasunutý spolu s triasovým podstavcom priamo na malomagurskú obalovú sekvenciu. Na kompetentných súvrstviach bol selektívnou eróziou vymodelovaný výrazne členitý reliéf Čierneho vrchu (864), prírodnej rezervácie Sokolie a prírodnej rezervácie prielom Nitrice. Masívne triasové komplexy budujú najjužnejšiu časť územia v pruhu od Čiernej Lehoty až po Valaskú Belú. Jursko-kriedové súvrstvia belianskeho príkrovu tu boli sformované do ležatej vrásy so západnou vergenciou, čiže priečne na smer štruktúr nadložných jednotiek krížňanského príkrovu.

Jadro príkrovu a vrchný komplex sú oddelené od triasového komplexu stredným horizontom odlepenia (obr. 4), ktorý je situovaný v súvrství karpatského keuperu (Plašienka, 1999). Nekompetentné jadro príkrovu je tvorené súvrstviami rétu, jury a spodnej kriedy. Na rozdiel od výrazne nehomogénneho komplexu zliechovskej sukcesie sa belianska sukcesia vyznačuje homogénnejším materiálovým zložením jurských sedimentov. Plytkovodný vývoj prebiehal takmer počas celého jurského obdobia, iba v priebehu vrchného liasu (toarský kondenzovaný horizont – hematitizované hľuznaté vápence a bridlice) došlo k výraznejšiemu prehĺbeniu sedimentačného prostredia. Vrchný komplex je od jadra príkrovu oddelený vrchným horizontom odlepenia, ktorý však nemá veľa spoločných fyzikálnych vlastností so spodným a stredným horizontom odlepenia. Od spodnejších horizontov odlepenia sa odlišuje hlavne absenciou evaporitov, ktoré sú v spodnejších horizontoch odlepenia jednou z hlavných zložiek, uľahčujúcich presúvanie nadložných horninových súborov. Vrchný horizont odlepenia je lokalizovaný v hemipelagických sedimentoch spodnej kriedy, čo sú v prevažnej miere slieňovcové súvrstvia (hlbočské súvrstvie) s občasnými polohami masívnejších lavicovitých vápencov alebo bridlíc. Na tie nasadajú masívne organodetritické vápence urgónskeho platformového vývoja a flyšu podobné sedimenty porubského súvrstvia, ktoré predstavujú vrchný mobilný komplex. Mobilita vrchného komplexu na slieňovcovom podklade zrejme nedosahovala nikdy takú úroveň, akú dosahovali pohyby na iných horizontoch odlepenia. Napriek tomu vrchný dekolement výrazne ovplyvnil formovanie štruktúr a na niektorých miestach umožnil až odtrhnutie vrchného komplexu a jeho samostatnosť v štruktúrovaní.



Obr. 2. Geologická mapa Zliechovskej hornatiny v oblasti Homôlky, Valaskej Belej a Čiernej Lehoty (Pečeňa, 2008).

Fig. 2. Geological map of the Zliechovská hornatina Mts. in the area of Homôlka, Valaská Belá and Čierna Lehota (Pečeňa, 2008).

Kvartér – Quaternary

1 fluviálne sedimenty: piesčité hliny s úlomkami hornín
fluvial deposits: sandy loams with rock clasts

2 deluviálne sedimenty: kamenito-hlinité, hlinito-piesčité
deluvial deposits: stony-loamy, loamy-sandy deposits and debris

Hronikum – Hronic Unit

Príkrov Homôlky – Rohatej skaly – panvový vývoj
Homôlka nappe – Rohatá skala nappe – basinal facies

3 karn: lunzské vrstvy, tmavosivé pieskovce, ílovité bridlice
Carnian: Lunz Member, dark grey sandstone and shales

4 anis – ladin: reiflinský vápenec - sivé rohovcové vápence
Anisian – Ladinian: Reifling Limestone – grey cherty limestones

5 anis – ladin: ramsauský dolomit – sivé hrubolavicovité dolomity
Anisian – Ladinian: Ramsau Dolomite – grey thick-bedded dolomite

Fatrikum – Fatric Unit

Zliechovská podjednotka – krížňanský príkrov s.s.
Zliechov Subunit – Krížna nappe s.s.

6 alb – cenoman: porubské súvrstvie - slieňovce, zlepence a pieskovce
Albian – Cenomanian: Poruba Formation – marlstone, conglomerate and sandstone

7 titón – berias: mraznické súvrstvie – sivé až svetlosivé slienité vápence s rohovcami, v spodných polohách lavicovité
Tithonian – Berriasian: Mraznica Formation – grey light-grey marly limestones with cherts; bedded limestones in the lower part

8 kimeridž – titón: jaseninské súvrstvie – kremité, slienité, bridličnaté alebo červené hľuznaté vápence
Kimmeridgian – Tithonian: Jasenina Formation – quartzite, marly, shaly or red nodular limestones

9 vyšší doger – oxford: ždiarske súvrstvie – tmavosivé až červené kremité, radioláriové vápence až radiolarity
Callovian – Oxfordian: Ždiar Formation – dark grey to red quartzitic, radiolarian limestones to radiolarites

10 sinemúr – álen: allgäuské súvrstvie – tmavosivé doskovité slieňovce, slienité škvrnité vápence
Sinemurian – Aalenian: Allgäu Formation – dark grey platy marlstones, marly spotted limestones

11 spodná jura: kopienecké súvrstvie – kremenné pieskovce, piesčitokrinoidové vápence, miestami s rohovcami a lumachelami
Early Jurassic: Kopienec Formation – quartzitic sandstones, sandy-crinoidal limestones occasionally with cherts and coquina

Zóna prechodného vývoja – Transitional development zone

12 spodná jura: ?kopienecké súvrstvie – tmavé piesčité krinoidové vápence s čiernymi a červenými rohovcami
Early Jurassic: ?Kopienec Formation – dark sandy crinoidal limestones with black and red cherts

13 spodná jura: sivé krinoidové vápence s čiernymi rohovcam, na báze s tmavými brekciami
Early Jurassic: grey crinoidal limestones with black cherts; dark grey breccia in the basal part of formation

Šupinové pásmo Kremeniny - Kremeniny imbricated zone

14 oxford – kimeridž: červené hľuznaté vápence, ružovkasté až svetlosivé, organodetritické až lumachelové vápence
Oxfordian – Kimmeridgian: red nodular limestones, rose-coloured to light grey organodetritic to coquine limestones

15 stredná jura: tmavosivé a červené radiolarity
Middle Jurassic: dark grey and red radiolarites

Beliansky príkrov – Belá nappe

16 alb – cenoman: porubské súvrstvie – sivé slienité bridlice, ílovité vápence
Albian – Cenomanian: Poruba Formation – grey marly shales, clayey limestones

17 hoteriv – apt: urgónska fácia (podhorské súvrstvie) – hrubolavicovité, masívne a organodetritické vápence
Hauterivian – Aptian: Urgon facies (Podhorie Formation) – thick-bedded, massive and organodetritic limestones

18 doger – kimeridž: sivé až ružové organogénne vápence, nevýrazne hľuznaté
Callovian – Kimmeridgian: grey to pink organogenic limestones; indistinct nodular limestones

19 bajok – bat: vilské súvrstvie – svetlosivé, ružovkasté krinoidové vápence, organodetritické krinoidové vápence, miestami s mierne lumachelovými polohami
Bajocian – Bathonian: Vils Formation – light-grey, pink crinoidal limestones, organodetritic crinoidal limestones, sporadically coquina

20 spodná jura: kopienecké súvrstvie – vápnité pieskovce striedajúce sa s bridličnatými polohami, vo vrchnejších častiach tmavosivé krinoidové vápence
Early Jurassic: Kopienec Formation – calcareous sandstones with shaly layers, upper part – dark-grey crinoidal limestones

Triasové súvrstvia – Triassic formations

21 rét: fatranské súvrstvie – svetlosivé hľuznaté vápence,piesčité vápence a tmavosivé bridlice
Rhaetian: Fatra Formation – light-grey nodular limestones, light-grey, sandy limestones and dark-grey shales

22 norik: súvrstvie karpatského keuperu – červenofialové ílovité bridlice, kremence a dolomity
Norian: Carpathian keuper Formation – purple-red clayey shales, quartzite and dolomite

23 ladin – karn: ramsauský dolomit – svetlo až tmavosivé dolomity, miestami laminované (prípadne karnský hlavný dolomit?)
Ladinian – Carnian: Ramsau Formation – light-grey and dark-grey dolomite, sporadically laminose, (haupt dolomite?)

24 anis: gutensteinský vápenec – tmavosivé, masívne, celistvé, bunkovité, hrubolavicovité vápence
Anisian: Gutenstein Formation – dark-grey, massive, compact, cellulous, thich-bedded limestones

25 spodný trias: verfénske súvrstvie – červenofialové ílovité bridlice
Early Triassic: Werfen Formation – purple-red clayey shales

26 spodný trias: lúžňanské súvrstvie – svetlosivé, ružovkasté, hrdzavohnedé, prípadne biele strednozrnné kremence
Early Triassic: Lúžna Formation – light-grey, pinkish and white, medium-grainy quartzites

Tatrikum – Tatric Unit

Malomagurská obalová sekvencia
Malá Magura cover sequence

27 titón – berias: sivé slieňovce
Titonian – Berriasian: grey marlstones

28 berias – hoteriv: lučivnianske súvrstvie – masívne sivé organodetritické vápence s rohovcovými pásmi a stylolitmi
Berriasian – Hauterivian: Lučivná Formation – massive, compact grey organodetritic limestones with cherty lenses

29 stredná – vrchná jura: ždiarske súvrstvie – lavice silicitov s preplástkami piesčitých bridlíc (kalkarenity)
Middle – Late Jurassic: Ždiar Formation – beds of silicites with intercalation of sandy shales (calcarenite)

30 spodná jura: allgäuské súvrstvie – škvrnité slienité vápence
Early Jurassic: Allgäu Formation – spotted marly limestones

31 spodná jura: kopienecké súvrstvie – sivožlté, hnedé kremité vápencové lavice s polohami ílovitých bridlíc
Early Jurassic: Kopienec Formation – yellow grey, brown quartzitic limestone beds with intercalation of clayey shales

32 rauvakizované vápence a dolomity
rhauwackized limestones and dolomites

Kryštalinikum - crystalline basement

33 biotitické granity, strednozrnné
biotite medium-grained granite

Všeobecné vysvetlivky
General explanation

geologická hranice
geological boundaries

približná hranica laterálne meniacej sa litológie
approximate boundary of the laterally varying lithology

príkrovová hranica prvého rádu
overthrust boundary of the first order

príkrovová hranica druhého rádu
overthrust boundary of the second order

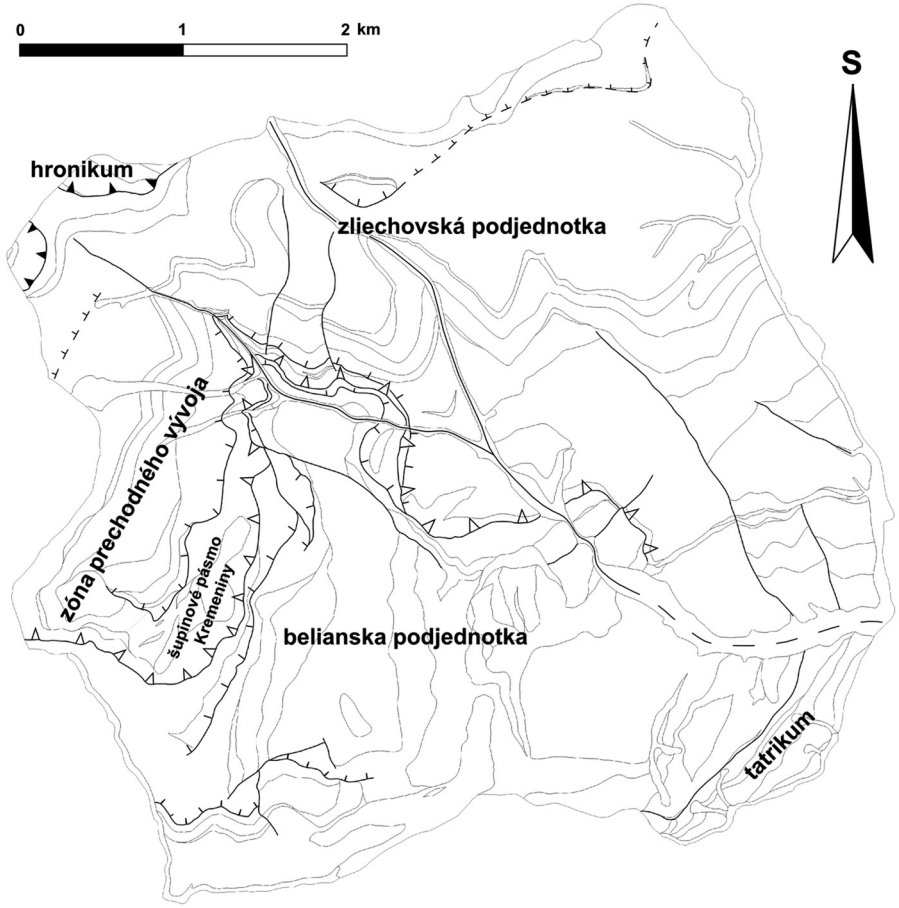
prešmyky
reverse faults

prepokladané prešmyky
assumed reverse faults

45 smer a veľkosť sklonu vrstiev
dip direction and dip of beddings

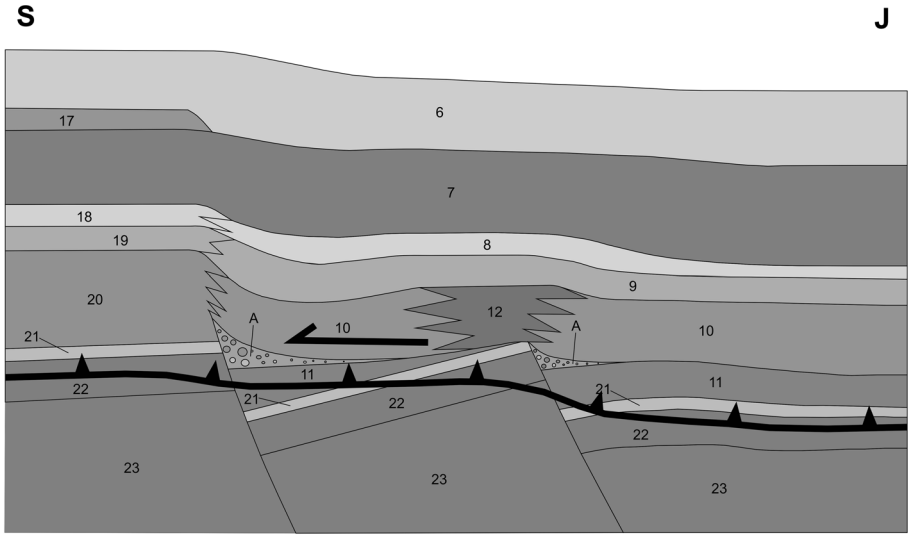
A A' línie geologických rezov
geological cross-section lines

zlomy
faults



Obr. 3. Tektonická mapa študovanej oblasti (vysvetlivky, pozri obr. 2).

Fig. 3. Tectonic map of the studied area (for further explanation see in Fig. 2).



Obr. 4. Predpokladaná konfigurácia severnej časti zliechovskej panvy v synriftovom až synorogénnom období a priebeh plochy odlepenia na horizonte karpatského keuperu, prechádzajúci cez hrany rotovaných halfgrábenov. Legenda je na obr. 2. A – spodnojurské brekcie obsahujúce materiál vrchnotriasových a spodnojurských sedimentov.

Fig. 4. Supposed Jurassic and Cretaceous configuration of the northern part of the Zliechov Basin and a position of decóllement on the Karpatian Keuper horizon; footwall shortcuts structure. Legend see in Fig. 2. A – Lower Jurassic breccia which contains Upper Triassic and Lower Jurassic pebbles.

Beliansky príkrov v oblasti vystupuje v podobe ležatej vrásy, ktorá je najlepšie pozorovateľná v oblasti Čierneho vrchu (864). Čelo ležatej vrásy smeruje na západ a končí v doline medzi hrebeňom Sokolia a samotným Čiernym vrchom (864). Os vrásy je sklonená na sever pod uhlom približne 10 – 15°. Vrásu môžeme sledovať smerom na sever až do doliny k osadám Repkovci a Mokrišovci, kde sa ponára pod nadložné sedimenty porubského súvrstvia a organodetritické vápence urgónskej fácie (tiež patria belianskemu čiastkovému príkrovu, obr. 2A). Nad nimi vystupuje (zrejme aj úzka zóna patriaca šupinovému pásmu Kremeniny) zliechovská sukcesia. To, že skutočne ide o ležatú vrásu, je najlepšie dokumentované na južnom svahu Čierneho vrchu (864), ktorý takmer kolmo presekáva

Obr. 5. Oblasť Sokolie; strmo vztýčené organodetritické vápence belianskeho príkrovu (urgónska fácia; podhorské súvrstvie).

Fig. 5. The Sokolie area; subvertical position of the organodetrital limestone (Urgon-type facies; the Podhorie Formation) of the Belá nappe.

telo vrásy. Spodné rameno vrásy bolo ustrihnuté a vznikla tak subhorizontálna vrásovo-prešmyková diskontinuita. Jursko-kriedové súvrstvia patria až ramenu, podsunutému na prešmykovej ploche pod „telo“ vrásy. Chýbajú sedimenty dogerského a vrchnoliasového veku. Približne na tomto mieste sa mení aj severo-južná orientácia osi vrásy. Vrása sa stáča smerom na juhozápad a pokračuje severne od Čiernej Lehoty. Jadro vrásy je tvorené sedimentmi fatranského súvrstvia, ktoré je tu „naskladané“ do značných hrúbok s občasnými tektonickými šupinami karpatského keuperu. Východný svah Čierneho vrchu (864) zase narezáva vrchné rameno vrásy v smere jej osi, a tak môžeme sledovať súvrstvia v normálnej stratigrafickej pozícii. Počnúc súvrstvím karpatského keuperu až po sivé krinoidové vápence dogerského veku s prítomnosťou silicitov, ktoré tvoria vrchol Čierneho vrchu (864). Mladšie súvrstvia ležatej vrásy belianskeho príkrovu (krinoidové vápence malmského veku, organodetritické vápence urgónskej fácie a porubské súvrstvie) vystupujú na už spomenutej západnej strane v čele vrásy, kde sa strmo až subvertikálne ukláňajú (obr. 5).

Ležatá vrása je na povrchu lemovaná ďalším pruhom organodetritických vápencov veku hoteriv-barém-apt, prípadne aj pieskovcami a bridlicami porubského súvrstvia. Súvrstvia predstavujú tzv. vrchný mobilný komplex. Toto zdvojenie je v podstate krátky spätný násun, či presnejšie prešmyk vzniknutý pravdepodobne v dôsledku kolízie čela belianskeho príkrovu s predpolím. Prešmyková štruktúra nemôže byť výsledkom mladších tektonických udalostí, pretože je sama deformovaná mladšími, kenozoickými zlomovými štruktúrami. Antiformná štruktúra (či antiklinórium) mohla vzniknúť počas kompresie orientovanej približne kolmo na hlavný smer skracovania fatrického sedimentačného priestoru (generálne sa predpokladá skrátenie v smere SZ – JV s vergenciou na SZ). Napätie vyvolané touto kompresiou bolo eliminované vzniknutím zlomu orientovaného SZ – JV smerom s kombinovanou kinematikou. V hlavnom ide o šikmý sinistrálny transpresný pohyb. Pozdĺž tohto zlomu, najmä v juhovýchodnej časti (osada Kučerovci), boli rozvlečené jursko-kriedové súvrstvia do tenkých šupín a sú v priamom a navyše kolmom kontakte so súvrstviami triasu. Taktiež bola rozstrihnutá ležatá vrása belianskeho príkrovu spolu so spätne prešmyknutými kriedovými organodetritickými vápencami a porubským súvrstvím. Zlom ďalej zasiahol nadložné šupinové pásmo Kremeniny a zliechovskú podjednotku. Plocha zlomu by podľa morfológie mala byť relatívne plytko sklonená na juhozápad. Nad osadou Mokrišovci sa nachádza malý tvrdoš tvorený sedimentmi šupinového pásma Kremeniny v prevrátenej stratigrafickej pozícii – odspodu mraznickým súvrstvím, osnickým súvrstvím a rohovcami dogerského veku, ktoré sa vyššie stýkajú už s kopieneckým súvrstvím zliechovskej sukcesie. Na tejto hranici v dogerských rohovcoch bola pozorovaná zlomová plocha, sklonená smerom na JZ. To zodpovedá predpokladanému sklonu už spomenutej zlomovej plochy. Striácie na tektonickom zrkadle neboli dostatočne dobre zachované a nebolo možné určiť zmysel pohybu na zlomovej ploche.

Vyklenutie celej oblasti je interpretované na profiloch B-B’ a C-C’ (obr. 3). To by vysvetľovalo aj vznik poklesov pretínajúcich hrebeň vrchu Kozinec (694), nachádzajúci sa severne od osád Mokrišovci a Repkovci. Pokles vyznel do miest medzi prielomom Nitrice a osadou Čugovci. V tejto misovite prehnutej depresii je naskladané fatranské súvrstvie do značnej hrúbky a na povrchu zaberá veľkú plochu. Fatranské súvrstvie je tu spolu s karpatským keuperom zvrásnené a zošupinovatené, avšak v týchto miestach sedimenty rétu patria zliechovskej sukcesii. Asi posledné miesto smerom na východ, kde možno ešte sledovať zvyšky belianskej podjednotky, je prielom Nitrice. Tu vychádzajú na povrch v subhorizontálnej pozícii

Obr. 6. Zjednodušená schéma predpokladanej pozície opisovaných fatrických podjednotiek vo fatrickom sedimentačnom priestore v jurskom období.

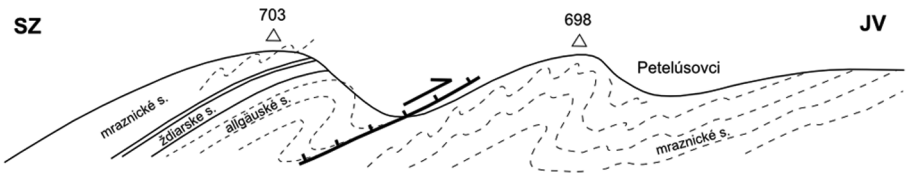
Fig. 6. Simplified sketch of supposed position of the described Fatric Subunits in the Fatric sedimentary basin during the Jurassic.

výrazné tektonické šupiny organodetritických vápencov urgónskej fácie, ktoré sú po obvode lemované jurskými sedimentmi belianskeho čiastkového príkrovu, rétskymi oolitickými a lumachelovými vápencami a porubským súvrstvím. Na tomto mieste beliansky príkrov vykliňuje a do jeho nadložnej pozície sa dostávajú sedimenty stredného a vrchného triasu, tvoriace podstavec pre krížňanský príkrov s. s..

Priamo v nadloží belianskeho čiastkového príkrovu vystupuje „šupinové pásmo Kremeniny" na ktorom spočíva „zóna prechodného vývoja". Ide o rozsiahlu ponorenú vrásu mezoskopických rozmerov, presunutú cez beliansky príkrov. Os vrásy je, podobne ako pri ležatej vráse belianskeho príkrovu, sklonená smerom na sever pod uhlom 10 – 15°. Na rozdiel od belianskej ležatej vrásy je podstatne viacej deformovaná, čo je dané jej odlišnou litológiou. Prítomné nekompetentné slieňovce, kremité vápence, rádiolarity a hľuznaté vápence sú aj v malých detailoch komplikovane prevrásnené a rozstrihané. Navyše je možné pozorovať malé rozdiely v litostratigrafii vrchného a spodného ramena vrásy. Vrchné rameno patrí tzv. zóne prechodného vývoja, ktorá severnejšie laterálne prechádza do vývoja zliechovskej sukcesie. Od hlbokovodného zliechovského vývoja sa odlišuje hlavne spodnojurským vrchnoliasovým súvrstvím silne kremitých slieňovcov (kremitý flekenmergel; allgäuské súvrstvie). Charakter jednotlivých súvrství sa mení smerom na juh a na západ. Spodné rameno vrásy už predstavuje tzv. šupinové pásmo Kremeniny, ktoré sa odlišuje od prechodnej zóny aj od samotného zliechovského vývoja stredno- a vrchnojurskými súvrstviami. Spodné rameno opisovanej vrásy vylieza na povrch v podobe šupín malmských červených hľuznatých vápencov, zabalených do dogersko-oxfordských tmavosivých až červených rádiolaritov. Tiahne sa západne pozdĺž porubského súvrstvia a organodetritických vápencov urgónskej fácie veku hoteriv-barém-apt (podhorské súvrstvie). Smerom na sever sa zužuje do tenkého pruhu, tvoreného prevažne mraznickým súvrstvím, v ktorom sú šupiny červených hľuznatých vápencov a šupiny rádiolaritov. Po vnútornej strane ramena vystupujú v menšej miere tektonické šupiny fatranského súvrstvia, tvorené krinoidovými vápencami. Ponorená vrása vystupuje na povrch – obdobne ako ležatá vrása belianskeho príkrovu – na južných strmých svahoch nad dolinou potoka Bebravka. Vrása je tu plytko pod povrchom rozvlečená, obalená slieňovcami mraznického súvrstvia. Nadložné kimeridžské súvrstvie červených hľuznatých vápencov je roztrhané na šupiny. Smerom do nadložia pokračujú rádiolárioré vápence a rádiolarity, ktorých vrchná hranica predstavuje výraznú prešmykovú diskontinuitu oproti nadložným kremencom karpatského keuperu a sedimentom fatranského súvrstvia. Táto diskontinuita rozdeľuje vrchné a spodné rameno vrásy alebo – inak povedané – zónu prechodného vývoja zliechovskej podjednotky a šupinové pásmo Kremeniny. Hranica pokračuje na sever pozdĺž spodnej hranice fatranského súvrstvia, ktoré sa kúsok severnejšie vykliňuje. Tu sa už priamo stýkajú spodnojurské kopienecké súvrstvie a spodnokriedové mraznické súvrstvie. Obdobne hranica lemuje tvrdoš Vrchháj a celá štruktúra sa stáča na východ. Jadrom tejto synformy (alebo synklinály) sú liasové sivé masívne krinoidové vápence, ktoré museli vzniknúť v osobitných sedimentačných podmienkach (obr. 4). Oproti tomu na poklesávajúcej strane sa začali tvoriť podmienky pre vznik kremitých vápencov až rádiolaritov. Takýchto halfgrábenov mohlo byť v priereze panvou viac (obr. 6). Dokonca sa zdá, že pokles v niektorých okrajových častiach panvy mohol spôsobiť rovnaké prehĺbenie ako v centrálnej časti panvy. To reflektuje aj charakter tmavosivých a červených rádiolaritov z pásma Kremeniny, ktoré pravdepodobne vznikli v uvedených podmienkach. Pokles bol natoľko výrazný, že došlo k obnaženiu triasového podložia. Intraklasty dolomitov sa nachádzajú dokonca v červených hľuznatých vápencoch, ktorých pravdepodobný vek je oxford-kimeridž. Šupinové pásmo Kremeniny vykliňuje pri osade Repkovci a stráca sa pod vrchným ramenom vrásy. Vrchné rameno je v týchto miestach už súčasťou klasického hlbokovodného vývoja, teda patrí zliechovskej podjednotke. Podobne ako belianska ležatá vrása je preťaté tým istým zlomom. Na južných svahoch vrchu Kozinec (694), severne od tvrdoša Vrchháj, potvrdzujú sinistrálny posun zahákované vrstvy allgäuského súvrstvia. Na mape vyznačené nadložné súvrstvia kontinuálne prechádzajú dolinou, ktorá kopíruje zlom. Formovanie vrásy je viazané na rovnakú udalosť ako aj vznik belianskej ležatej vrásy a rovnako bola postihnutá mladšími deformačnými udalosťami.

Zliechovská podjednotka

Zliechovská podjednotka vystupuje v najvrchnejšej pozícii v rámci súboru príkrovov fatrika. Nachádza sa v severnej časti mapovaného územia a pokračuje až po jeho hranice. Iba v nadloží severozápadnej časti je hronikum. Na podstatnej časti študovaného územia vystupujú sliene mraznického súvrstvia. Jurský vývoj zliechovskej podjednotky pre relatívne malý sklon vrstiev vystupuje až na južných svahoch vrchov Kozinec (694), Prielohy a Javorinka (743). Nižšie už vystupujú triasové



Obr. 7. Zjednodušený geologický profil s juhovergentnými vrásami a prešmykom v severnej časti územia (bez mierky).

Fig. 7. Simplified geological cross-section with southward vergency of the folds and direction of reverse fault in the northern part of the studied area (not to scale).

súvrstvia (oblasť Veľké Humné). Ojedinelé severnejšie výstupy jurských sedimentov sú náznakom, že zliechovská podjednotka netvorí jednoduché monoklinálne uklonené teleso, ale predstavuje komplex vrásových a prešmykových štruktúr. To, že často ide o reverzné štruktúry, je najlepšie viditeľné v oblasti medzi osadami Kuricovci a Petelúsovci. Z mraznického súvrstvia vystupujú na povrch (južný svah vrcholu s kótou 703) sliene allgäuského súvrstvia, ždiarske súvrstvie a červené hľuznaté vápence jaseninského súvrstvia. Na vrchole, v mraznickom súvrství sa nachádzajú juhovýchodovergentné malé (parazitické) vrásy. Také isté znaky nájdeme aj na protiľahlom východnejšom vrchole (698) nad osadou Petelúsovci. Medzi nimi prebieha prešmyková diskontinuita, ktorá pravdepodobne pokračuje smerom na východ, južne od osady Ďurčekovci (obr. 7). Diskontinuita je skrytá, jednak kvartérnym pokryvom, ako aj tým, že ďalej na povrch nevystupujú jurské sedimenty. Možno ju tušiť len z morfológie terénu, pričom sa pekne pravidelne opakuje na každom hrebeni smerom na východ. Až za osadou Ďurčekovci začína vystupovať úzky pruh allgäuského súvrstvia, prechádzajúci cez osadu Javorčekovci, stáčajúci sa ďalej okolo kóty 626 m nad osadami Laginovci a Rackovci. Komplikovanejšia je pozícia triasového komplexu pod zliechovskou podjednotkou (krížňanský príkrov s. s.). Pravdepodobne by to mal byť jej paraautochtón. Triasová sukcesia tu vystupuje na veľmi širokej ploche, čo sa dá vysvetliť jedine jej tektonickým zduplikovaním, alebo rozvlečením súvrstvia karpatského keuperu v subhorizontálnej rovine. Cez jej stred sa ťahá úzky pruh gutensteinských vápencov, fatranských vrstiev, neokómskych slieňov (pravdepodobne mraznické súvrstvie), ktoré sú zo severnej strany v kontakte s karpatským keuperom a z južnej so strednotriasovými dolomitmi (obr. 2A). Úzky pruh rétskych usadenín má svoje kontinuálne pokračovanie smerom na západ. Taktiež výskyt mraznického súvrstvia uprostred triasových sedimentov by mohol do tejto kontinuity zapadať. To by znamenalo, že spomínané súvrstvia patria opäť telu tej istej ponorenej vrásy, opisovanej v rámci územia prechodného vývoja. Ibaže v uvedenom prípade nejde o ponorenú, ale skôr o ležatú vrásu, roztiahnutú v smere jej vergencie do výrazne väčších dĺžok. Severná časť mapovaného územia je lemovaná porubským súvrstvím, ktoré predstavuje litostratigraficky najvyšší a zároveň aj najmladší člen zliechovskej sukcesie. Nad ním vystupujú opäť sliene mraznického súvrstvia a až potom nasleduje masívny triasový komplex hronika. Toto súvrstvie akoby podliezalo celú kryhu hronika a opäť spod neho vystupuje na jeho severnom okraji (mimo mapového územia). Pravdepodobne je súčasťou ramena veľkej ležatej vrásy, ktorej vrchné rameno bolo zrejme odrabotované sunúcim sa hronikom. Porubské súvrstvie je tu značne redukované.

Diskusia

Preriftové komplexy

Strednotriasové a vrchnotriasové (karnské) karbonáty tvoria rigidný základ, budovaný prevažne dolomitmi. Reprezentujú fácie šelfovej karbonátovej rampy a plošiny (gutensteinské, vysocké a ramsauské súvrstvie). Už počas stredného triasu však došlo k riftovým procesom, ktoré rozčlenili viac-menej jednotný sedimentačný priestor. Výraznejšie prerušenie strednotriasovej karbonátovej sedimentácie však predstavuje humídny klastický event lunzských vrstiev v najspodnejšom vrchnom triase. Ten bol zase v období vrchného triasu kontinuálne prekrytý vrchnotriasovými karbonátovými, lagunárnymi ílovcovými, evaporitickými a príbrežnými lumachelovými usadeninami. Sú označované ako predriftové sedimenty (Plašienka, 1999).

Synriftové sedimenty

Počas spodnej jury nastali paleogeografické zmeny, diferenciácia reliéfu a erózia starších sedimentárnych formácií a aj fundamentu na periférіach novovzniknutej a rýchlo poklesávajúcej panvy. V jej centre sa uložilo litorálne až neritické, sčasti turbiditné kopienecké súvrstvie a nad ním hemipelagické, čiastočne anoxické sedimenty allgäuského súvrstvia. Okraje riftovej panvy sú vykreslené plytkomorskými detritickými formáciami, predovšetkým piesčitými a krinoidovými vápencami a pieskovcami na severnom okraji panvy (trlenské súvrstvie) s častými prerušeniami sedimentácie a kondenzovanými horizontmi na južnom okraji (hierlatzské a adnetské vápence). Na severnom okraji sa začal formovať plytkovodný vývoj krinoidových vápencov – beliansky vývoj. Medzi ním a centrálnou časťou panvy sa vytvorili podmienky pre vznik prechodných vývojov – „šupinové pásmo Kremeniny“ a „zóna prechodného vývoja“ v Strážovských vrchoch.

Postriftové sedimenty

Postriftové sedimenty indikujú v zónach litosférickej extenzie fázu tzv. termálnej subsidencie, ktorá sa vyznačuje pomalším až vyznievajúcim poklesom dna panvy oproti rapídnej synriftovej etape. V zliechovskej panve sedimentovali šíromorské, spočiatku hemipelagické strednojurské a neskôr vrchnojurské eupelagické „podvýživené“ súvrstvia malej hrúbky. Subsidencia však postihla aj riftové okraje panvy a došlo k čiastočnému vyrovnaniu sedimentačných podmienok medzi elevačnými a panvovými doménami (Plašienka, 1999). K takýmto okrajom patrila aj zóna šupinového pásma Kremeniny, v ktorej sa usadili tmavosivé a červené rádiolarity. Naproti tomu belianska sukcesia bola zrejme situovaná až za okrajom poklesávajúcej časti panvy, pretože vývoj pokračoval stále vo forme usadzovania krinoidových vápencov až do konca jury. Iba dogerské usadeniny vykazujú slabú prítomnosť silicitov, čo svedčí aspoň o minimálnej previazanosti sedimentačných podmienok s panvou. Neskôr, opäť v spodnej kriede, vzrástla rýchlosť hemipelagickej sedimentácie (mraznické súvrstvie), ktorá pravdepodobne prekročila rýchlosť subsidencie. Záverečná postriftová fáza v baréme a apte vykazuje obnovenie riftingu, reaktiváciu poklesových zlomov (turbidity) a opätovnú etapu litosférickej extenzie.

Synorogénne sedimenty

Synorogénne sedimenty začínajú v strednej kriede horizontom vlkolínskej olistostrómy, vyššie sú budované albsko-cenomanským porubským flyšom, ktorý zaznamenáva inverziu panvy a jej postupnú deštrukciu procesmi kôrového skrátenia. Nahor hrubnúce a splytčujúce sa sekvencie porubského a, pravdepodobne, klapského flyšu indikujú postupné vyplnenie nesenej panvy, ktorá bola navyše eliminovaná aj v dôsledku kontrakčného režimu a pohlcovania jej substrátu.

Vznik a formovanie zliechovskej panvy a priľahlých okrajových častí sú teda viazané na pasívny strednojurský rifting a litosférickú extenziu na stabilizovanej epivariskej panve s platformovým vývojom. Rifting mal klasický priebeh s rýchlou fázou extenznej subsidencie, nasledovanou postupne sa spomaľujúcou fázou termálnej subsidencie (kolaps vyklenutej panvy po ukončení tejto tektonickej fázy) 30 – 40 Ma po začiatku riftingu. Pelagické súvrstvia vrchného dogeru až malmu sú vždy súčasťou postupne sa prehlbujúcich sukcesií, netvoria samostatné odlepené jednotky a už vôbec nie sú spojené s vulkanitmi oceánskeho dna. Rifting zliechovskej panvy teda nikdy nedospel do štádia tvorby novej oceánskej kôry. Naopak, spodnokriedový bazanitový vulkanizmus poukazuje na ešte stále dostatočne hrubú kontinentálnu litosféru fatrickej oblasti aj v tesne predkompresnom období.

Individualizácia príkrovových jednotiek

Tento proces vo veľkej miere závisel od horizontov odlepenia (décollement) a od materiálovej stratifikácie fatrickej sedimentárnej výplne. Druhým faktorom bol aj samotný charakter panvy, tvorenej po obidvoch stranách (severný a južný okraj) halfgrábenmi. Na severnom okraji boli poklesové zlomové plochy týchto halfgrábenov sklonené na juh a v období skracovania fatrického priestoru fungovali ako morfologické rampy. Avšak výplň depresií poklesávajúcich blokov sa tým dostala do priečnej pozície voči ploche sunutia príkrovov. To malo za následok ustrihnutie alebo zahákovanie vrstiev, či ich vyvrásnenie v dôsledku prítomnosti poklesovej plochy ďalšieho halfgrábenu, pôsobiaceho ako bariéra. Zdá sa, že väčšinou sa stal súčasťou príkrovového transportu materiál z hrán spomenutých halfgrábenov. Za taký by sme mohli považovať aj liasové krinoidové vápence, nachádzajúce sa v jadre ponorenej vrásy, tvoriacej zóny prechodného vývoja a šupinové pásmo Kremeniny (obr. 4). Obdobnú situáciu, ale s trochu iným výsledkom môžeme sledovať na rozhraní belianskej a zliechovskej podjednotky severne od Valaskej Belej, kde v úzkom pruhu vystupujú fatranské vrstvy, gutensteinské vápence a mraznické súvrstvie, rozdeľujúce triasovú sukcesiu belianskeho príkrovu a triasové sedimenty, ktoré by mohli patriť zliechovskej sukcesii (krížňanský príkrov s. s.). Príčina tejto komplikácie s pravdepodobnosťou mala miesto na južnom okraji belianskej sukcesie, teda tiež na ploche poklesu.

Umiestňovanie príkrovov (krieda) a popríkrovová tektonika (kenozoikum)

Počas uzatvárania fatrickej panvy pri presune príkrovov sa formovali základné príkrovové štruktúry a základná príkrovová pozícia. Sunutie prebiehalo od tyla fatrika a postupne sa angažovali stredné a na záver aj čelné zóny. V podstate pre každú zónu platí, že bola odlepená a dostala sa do alochtónnej pozície voči svojmu podložnému substrátu. V rámci stredného dekolementu platí to isté, no nie je vylúčené, že v čelných zónach (beliansky príkrov) rozsah presunu nenadobudol také vzdialenosti, a mohlo by ísť o paraautochtónnu pozíciu voči svojmu triasovému rigidnému podstavcu. Ak by sme uvažovali o väčšom presune, muselo by sa to odraziť v jednotkách pribradlovej zóny. Teoreticky by mal byť krížňanský príkrov nasunutý a vystupujúci aspoň sčasti na povrchu v oblasti, a to nielen manínskej jednotky, ale aj na iných okrajových styčných zónach s pieninským bradlovým pásmom.

Stavba mapovaného územia, ktorú vidieť v súčasnosti, vzniknutá a ustálená po turóne, je v hlavných rysoch stále rovnaká. Belianska ležatá vrása a prevrátená vrása prechodného vývoja, laterálne prechádzajúca do rozsiahlejšej ležatej vrásy zliechovskej sukcesie, sú v pôvodnej pozícii. Ďalšia výrazná aktivita alpínskej tektoniky prebehla v období paleocén – spodný oligocén, keď sa zmenila orientácia napäťového poľa. To bolo obdobie vzniku antiformnej stavby v strede s belianskou ležatou vrásou a vzniku východovergentných prešmykov a duplexov (bližšie opísané v kapitole o tektonike). Ďalšiu kapitolu predstavuje spodnomiocénna tektonika. V jej procese došlo k tiltingu bloku tatrika (kryštaliniká Suchého a Malej Magury), pri ktorom boli generované na styčnej zóne s bradlovým pásmom protismerné napätia, tlačiace horninové masy generálne smerom na juh. To sa odrazilo vo vzniku reverzných štruktúr, akými sú napr. spätné vrásy – „reverse folds“ (v mapovanom území často ako zvrásnené ramená rozsiahlych ležatých vrás), juhovergentné prešmyky (tiež často sa tvoriace ustrihnutím ramien ležatých vrás), prevrátené vrásy a pod. Napríklad prešmyk medzi osadami Kuricovci a Petelúsovci, kde spod mraznického súvrstvia vystupujú aj jurské sedimenty, dostávajúce sa na plochu prešmyku.

Záver

Územie medzi obcami Valaská Belá a Čierna Lehota je tvorené hlavnými paleoalpínskymi tektonickými jednotkami. Južná časť územia je budovaná malomagurskou obalovou sekvenciou patriacou do tatrika. Známy je jej stratigrafický rozsah – od spodnej jury po spodnú kriedu. Súvrstvia sú často značne redukované. V bezprostrednom nadloží tatrickej jednotky sa nachádza v príkrovovej pozícii fatrikum, ktoré je tu tvorené nasledujúcimi príkrovmi: beliansky príkrov a krížňanský príkrov s. s., medzi ktorými sú umiestnené tektonické šupiny (duplexy): šupinové pásmo Kremeniny a zóna prechodného vývoja. Najvrchnejšou tektonickou

jednotkou je hronikum reprezentované príkrovom Homôlky, ktorý buduje SZ časť študovaného územia (obr. 2A, 3).

Hlavný proces formovania oblasti zahŕňa obdobie transportu príkrovov po prekonaní juhotatrického prahu a mladšie (kenozoické) udalosti dotvárajú tektonickú stavbu územia. Samotná základná stavba je zložená hlavne z vrásových štruktúr. Belianska podjednotka tu vystupuje spod zóny prechodného vývoja, šupinového pásma Kremenín a zliechovskej podjednotky v podobe rozsiahlejšej ležatej vrásy so západnou vergenciou. Zvláštny je tu zdvojený pruh hoteriv-barém-aptských organodetritických vápencov urgónskej fácie. Ten severnejší pravdepodobne poukazuje na povrchový priemet prešmykovej línie. Nadložie je tvorené ponorenou vrásou mezoskopických rozmerov, ktorá pozdĺž svojej osi nie je rovnomerná, ale mení sa jej tvar a hlavne rozmer od „zóny prechodného vývoja“ smerom na sever. Tým smerom sa tiež postupne mení aj litostratigrafia. Do vrásy je postupne včlenená aj zliechovská podjednotka a nadobúda charakter plošne rozsiahlej ležatej vrásy. Tá pod miernym sklonom pokračuje v podloží hronika (obr. 2A). V paleocéne až spodnom oligocéne sa uplatnila ďalšia tektonická fáza, charakterizovaná generálne V – Z kompresiou. Počas tejto kompresie bola modifikovaná predchádzajúca vrásová stavba a územie bolo postihnuté aj krehkou tektonikou. V tomto období sa uplatňovali najmä SZ – JV orientované sinistrálne smerné posuny s prešmykovou zložkou pohybu a ich antitetické strihy. Zlomové plochy sú relatívne plytko sklonené k JZ a presun nadložných blokov na podložné vytvorilo antiformnú stavbu. V spodnom miocéne dochádza k vývoju juhovergentných štruktúr, ako sú prešmyky a vrásy. Následne v strednom a vrchnom miocéne dochádza v Západných Karpatoch k relaxácii kôry a formovaniu hrasťovo-prepadlinovej stavby.

Poďakovanie. Táto práca bola podporená Agentúrou na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom finančnej podpory APVV-0465-06 a agentúrou VEGA (projekt 1/0388/10).

References

Andrusov, D., 1938: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech III. Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 135 s.*

Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV.-V. *Práce Št. geol. Úst., Zoš., 13, 176 s.*

Andrusov, D., Bystrický, J. & Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Guide book, X. Congress CBGA. *Bratislava, GÚDŠ, 44 p.*

Borza, K., 1979: Nové poznatky zo spodnej kriedy Strážovských vrchov. *In: Zbor. prednášok z konf. v Smoleniciach, Bratislava, 241 – 264.*

Borza, K., 1980a: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). *Geol. Práce, Spr., 74, 33 – 56.*

Borza, K., 1980b: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu. Mikrofácie a mikrofosílie vrchnej jury a spodnej kriedy. [Dokt. diz. práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Geologický ústav SAV.*

Borza, K., Gašpariková, V., Michalík, J. & Vašíček, Z., 1980: Upper Jurassic–Lower Cretaceous sequence of the Krížna nappe (Fatric) in the Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 541 – 562.*

Cambel, B. & Vilinovič, V., 1987: Geochemistry and petrology of the granitoid rocks of the Malé Karpaty Mts. *Bratislava, Veda, 247 p.*

Čorná, O. & Kamenický, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 1, 117 – 132.*

Gašpariková, V., 1978: Výskum vápnitého nanoplanktónu Strážovskej hornatiny. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*

Gašpariková, V., 1980: Mikrobiostratigrafické štúdium kriedy manínskej série na základe vápnitého nanoplanktónu. Čiast. záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*

Jablonský, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. *In: Vozár, J. (ed.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 175 – 187.*

Jablonský, J., 1980: Správa o výskume albu zliechovskej skupiny Strážovských vrchov. Záver. správa II – 4-5-6. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.*

Kahan, Š., 1979: Geologické profily kryštalinikom Strážovských vrchov (Suchý a Malá Magura). *In: Maheľ, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 153 – 160.*

Kochanová, M., 1967: K problému hranice rét – hetang v Západných Karpatoch. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 7, 7 – 102.*

Kullmanová, A., 1976: Sedimentárno-petrografický a stratigrafický výskum mezozoika Západných Karpát – belianska séria. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*

Kováč, P. & Havrila, M., 1998: Inner structure of Hronikum. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 4, 275 – 280.*

Krivý, M., 1981: Lithofaziele Analyse der Strážov-Decke (Gebirge Strážovská vrchovina). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 4, 475 – 488.*

Maheľ, M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. *Práce Št. geol. Úst., 18, 1 – 78.*

Maheľ, M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. Práce, Zpr., 51, 5 – 54.*

Maheľ, M., 1960: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr., 21, 5 – 28.*

Maheľ, M., 1961: Nové poznatky z niektorých ,,kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Spr., 21, 29 – 70.*

Maheľ, M., 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overturns in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. Práce, Zpr., 28, 39 – 58.*

Maheľ, M., 1980: Strážovské vrchy – všeobecná charakteristika stavby. Materiály XXIII. Celoštát. geol. konferencie SGS. *Bratislava, GÚDŠ, 47 – 66.*

Maheľ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ, 221 s.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky, 1. *Bratislava, Veda, 503 s.*

Michalík, J., 2007: Sedimentary rock record and microfacies indicators of the latest Triassic to mid-Cretaceous tensional development of the Zliechov Basin (Central Western Carpathians). *Geol. Carpath., 58, 5, 443 – 453.*

Michalík, J., Borza, K. & Vašíček, Z., 1987: Litofaciálna, biofaciálna a geochemická charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky Butkova. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 323 – 348.*

Michalík, J., Gašpariková, V., Halásová, V., Peterčáková, M. & Ožvoldová, L., 1990: Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky v profile Butkov pri Ladcoch (Strážovské vrchy, centrálne Západné Karpaty). *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9b, 23 – 55.*

Pečeňa, Ľ., 2008: Geologická a tektonická stavba Zliechovskej hornatiny v oblasti Valaská Belá – Homôlka – Čierna Lehota. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 55 s.*

Plašienka, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV.*

Plašienka, D., 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu ku formovaniu krížňanského príkrovu. *Miner. Slov. (Bratislava), 15, 217 – 231.*

Plašienka, D., 1995: Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Rdsch., 84, 748 – 760.*

Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 125 s.*

Salaj, J., 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 22, 83 – 97.*

Salaj, J., 1962a: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov krížňanskej a manínskej jednotky, a ich vzájomný vzťah. *Geol. Práce, Zoš., 62, 245 – 259.*

Salaj, J., 1962b: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*

Salaj, J., 1962c: Zpráva o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica (1 : 50 000). *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 60 s.*

Soták, J. & Plašienka, D., 1996: Upper Triassic–Lower Jurassic sediments of the Lučatín unit in the Northern Veporicum: Facial diversity and tectonic stacking. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3 – 4, 273 – 277.*

Rukopis doručený 23. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 31. 1. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 16. 3. 2011

New knowledge about the geological setting of the Fatric Unit near Valaská Belá village (Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians)

The Zliechovská hornatina Mts. is situated in the central part of the Strážovské vrchy Mts. (Fig. 1). It consists of the sub-nappe structures of the Fatric Unit. This feature allows observing a continuity of the nappe-fold structures in a lateral direction (up to tens of km). The principal aims of this study were (a) a complete reambulation of the geological map in the area of Valaská Belá – Čierna Lehota – Homôlka (907 m a.s.l.) and (b) geological and tectonic interpretations of obtained data.

On the geological map, several paleo-Alpine tectonic units have been recognized: (a) the Tatric Unit represented by the Mesozoic Malá Magura cover sequence in the south; (b) the Fatric Unit with a complex nappe structure in the central part and (c) the Hronic Unit in the northern part of the area (Fig. 2).

The Fatric Unit is located in a typical tectonic position; it means above the Tatric Unit and below the Hronic Unit. The Fatric Unit is mainly composed of deep-marine and shallow-marine Jurassic successions which are in contact with the small outliers and tectonic slices of the transitional successions.

In the northern part of the studied area, the Krížna nappe s.s. occurs, and it is composed of the Zliechov Succession. The Belá nappe with the shallow marine environment was located at the northern margin of the Zliechov Basin (Fig. 6). This nappe is composed only of the Jurassic shallow-marine sedimentary succession. In the Strážovské vrchy Mts., the Belá nappe is overthrusted by the Krížna nappe s.s. along the 2nd order thrust, and the tectonic zone between them is formed by the "Kremeniny imbricated zone" (Figs. 2 and 3). This transitional zone is composed of both – the deep-marine (the Zliechov type) and shallow-marine (the Belá type) Jurassic sedimentary successions. The contemporary structure of the Krížna nappe system is a result of three principal tectonic events. The first one represents the thrusting of the nappe body on the Tatric Unit after the Turonian. This thrusting was followed by tectonic desintegration of the nappe body into several independent tectonic duplexes and the imbricated structure of the Krížna nappe has developed. As a consequence of this evolution, the recumbent fold of the Belá nappe has formed. The second event is presented by the Paleogene compressional tectonic regime in the Western Carpathian arc. During this deformational phase, antiform structure was formed. The Lower Miocene transpressional tectonic regime formed southward structure, and the backthrust tectonics was active in the frontal part of the Krížna nappe system (Fig. 7). Subsequently, tectonic evolution of the area was controlled by the extensional tectonic regime which caused the evolution of typical horst-and-graben structure of the Central Western Carpathians during the Middle and Late Miocene.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 31 – 38
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Lower Turonian radiolarians from the Červená skala section (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians)

MIROSLAVA SMREČKOVÁ

Department of Geography, Geology and Landscape Ecology, Matej Bel University, Tajovského 40, SK-974 01 Banská Bystrica, Slovak Republic; miroslava.smreckova@umb.sk

Abstract

The Cenomanian–Turonian deposits studied in the Červená skala section (Czorsztyn Succession of the Pieniny Klippen Belt) comprise pelagic facies belonging to the siliceous bed, in which abundant radiolarian and foraminiferal fauna was indentified. They indicate the deeper development of the Czorsztyn elevation of the Pieniny Klippen Belt. The radiolarians *Alievium superbum* (Squinabol), *Crucella cachensis* Pessagno, *Patellula ecliptica* O´Dogherty and *Acanthocircus tympanum* O´Dogherty have been used as marker fossils for the Cenomanian–Turonian boundary interval. On the basis of the ratio of Spumellaria and Nassellaria abundance, the siliceous bed may represent unstable environmental conditions connected with the eutrophication.

Key words: radiolarians, Púchov Marls, Cretaceous, Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, OMZ, Western Carpathians

Introduction

The Cenomanian–Turonian stratigraphic interval of the Púchov Marls of the Czorsztyn Succession in the Pieniny Klippen Belt is characterized by a common occurrence of two planktonic microfossils – radiolarians and foraminifers. Their common occurrence in associations from the Cretaceous formations is stated in silicified rocks. Up to the present, such an interval was detected at the Vršatec locality (Sýkora et al., 1997) and in the klippe of Dolný Mlyn, near the village Stará Turá (Scheibnerová, 1969). The results of the first systematic investigation of the Upper Cretaceous radiolarian fauna from the Czorsztyn Succession in the Polish sector of the Pieniny Klippen Belt belonging to the Skalski Marl Member (the Altana Shale Bed) and to the Pustelnia Marl Member (the Lorencowe Chert Bed) of the Jaworki Formation (Birkenmajer, 1977) were published by M. Bąk (1996a). Further information about the Upper Cretaceous radiolarians of the Pieniny Klippen Belt is in publications of M. Bąk (1993a, 1993b, 1995, 1996b), M. Bąk and K. Bąk (1999) and M. Bąk and Sawlowicz (2000).

Our research was focused on the Upper Cretaceous red pelagic marls – the Púchov Marls (Štúr, 1860; Andrusov et al., 1985) which are exposed at the Červená skala locality (the English name *Red Rock* was derived after the prominent red colour of the exposed part of the klippe) near the village Nižná in the Orava region (Fig. 1). In Poland, these rocks form a part of the ***Jaworki Formation*** (after Jaworki village) in the lithostratigraphic division of the Pieniny Klippen Belt after Birkenmajer (1977). This paper brings the new taxonomical results concerning radiolarians selected from the Púchov Marls studied in the locality mentioned above. The qualitative and quantitative evaluations of these associations were used for a paleoecological interpretation.

Geological settings

The sequence of the Červená skala section comprises rocks typical of the deeper development of the Czorsztyn elevation of the Pieniny Klippen Belt (former margin of the Mesozoic Paleoeuropean shelf; Fig. 1). It can be subdivided into three lithological units: Czorsztyn Limestone Formation, Pieniny Limestone Formation and Púchov Marls. Red Upper Cretaceous pelagic marls, claystones and marl shales were described by Štúr (1860) for the first time from four localities – Hrabovka, Vieska-Bezdedov, Brezie and Ihrište and they were named as the ***Ihrište Marls*** (after Ihrište village, N from Púchov). Later, they were re-named to the ***Púchov Marls*** (Štúr, 1860; Andrusov et al., 1985) after the town of Púchov. The variegated marls of the Lower Campanian were called as the ***Gbeľany Marls*** (after Gbeľany village near Varín) by Kantorová and Andrusov (1958). Their equivalents are represented by the “Couches Rouges” in the Alps and the “Scaglia Rosa” in Apennines.

Despite the ***Jaworki Formation*** according to Birkenmajer and Jednorowska (1987) is divided into a greater number of lithostratigraphic members, the specification of the ***Jaworki Formation*** is used in this paper. The formation consists mainly of marls and limestones (pelagic foraminifers facies). The Jaworki Formation is subdivided into eight

lithostratigraphic units (Birkenmajer and Jednorowska, 1987). The silicified parts with radiolarian fauna occur in the following members (Fig. 2):

The ***Skalski Marl Member*** (Uppermost Lower Cenomanian–Lower Turonian) is characterized by the variegated marls, marl shales and limestones, interbedded in several places with the black radiolarian shales, which were produced by an anoxic event (the Altana Shale Bed).

The ***Magierowa Marl Member*** (Middle Cenomanian–Upper Turonian) also contains the Altana Shale Bed in greyish green to black marls and limestones.

The ***Pustelnia Marl Member*** (Upper Cenomanian–Lower Maastrichtian, after Birkenmajer and Jednorowska, 1987, Middle Cenomanian–Upper Campanian, after Bąk, 1998) consists of rustbrown coloured marls. Other colours, like white or green are infrequent. Layers of silicified limestones with chert interbeds (Lorencowe Chert Bed) are common. These strata were first integrated into the Skalski Marl Member by Birkenmajer (1977) and later, on the basis of the analysis of foraminifers microfauna, they were placed to Santonian–Campanian by Jednorowska (1979).

Correlation with the Jaworki Formation is possible outside Poland, where they were defined. Some of formations, e.g. Albian Rudina Formation, Cenomanian Lalinok Formation, Middle Turonian–Lower Coniacian Snežnica Member, Campanian–Maastrichtian Gbeľany Formation or Lower Campanian Košariské Formation in the Brezovská Group represent an equivalent to some members of the Jaworki Formation (Michalík et al., 2002). In the Ukraine (Gluško, 1971) and Romania (Bombita, 1972) the Jaworki Formation is correlated with the Púchov Formation and Tisalo Formation. A partial equivalent of the Jaworki Formation is also Buntmergelserie (Klippenhüllflysch) in Austria (Prey, 1960).

Investigated silicified marlstones belong to the Skalski Marl Member (Uppermost Lower Cenomanian–Lower Turonian) of the Jaworki Formation. These are characterized

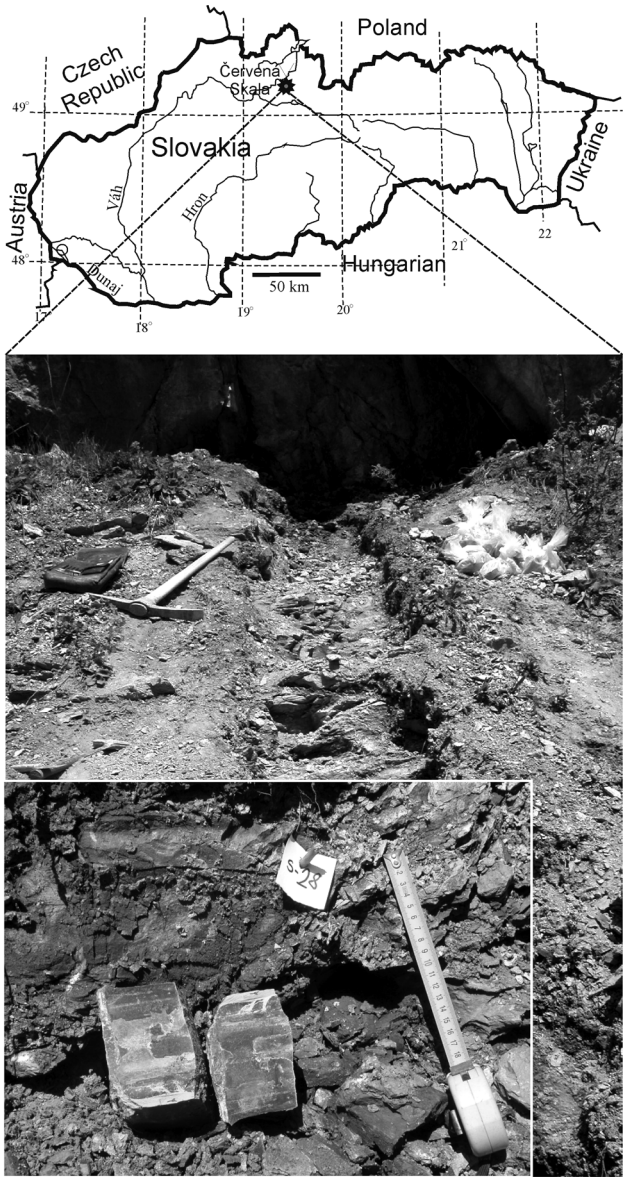


Fig. 1. Location of the studied section.

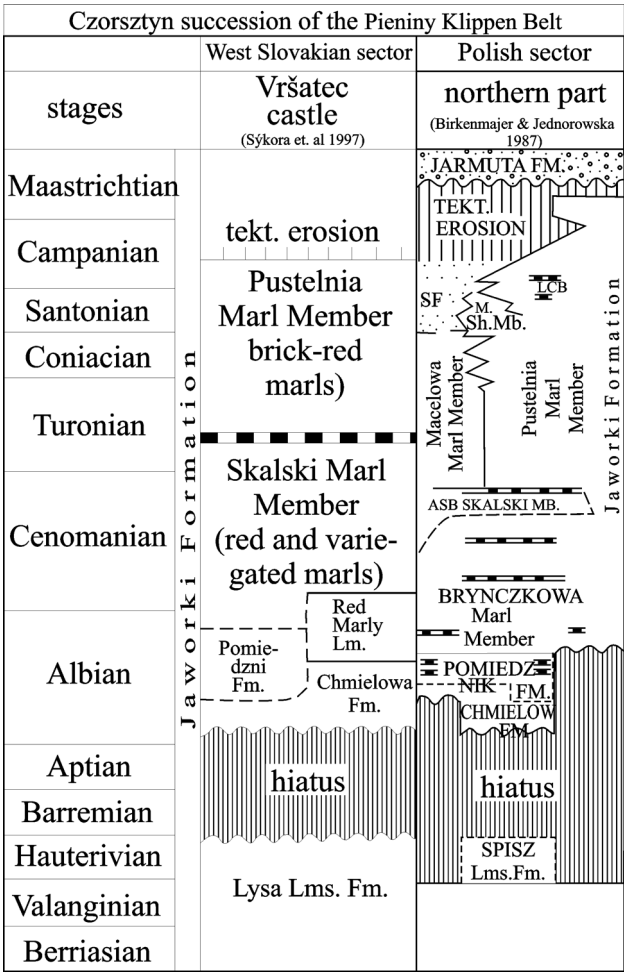


Fig. 2. Correlation of lithostratigraphic units (Hauterivian–Maastrichtian) in the Czorsztyn Succession of the Pieniny Klippen Belt in the Polish and Slovak territory (according to Sýkora et al., 1997, adapted).

by marls, marl shales and limestones with intercalations of the dark Altana Shale Bed. In the investigated profile the silicified limestones and marlstones possess characteristics of the Lorencowe Chert Bed (Birkenmajer, 1977; M. Bąk, 1996a, a.o.). Although, these beds were assigned to Santonian–Campanian on the basis of foraminiferal microfauna by Jednorowska (1979). Birkenmajer (1977) placed them to the Skalski Marl Member in the original division. However, it is possible that investigated silicified beds represent the Lorencowe Chert Bed in the frame of the Skalki Marl Member in the Jaworki Formation.

Sedimentology of Jaworki Formation at locality Červená skala

The Červená skala (Red Rock) locality is situated in the Orava region, at Nižná village, near the elevation point 707 (Fig. 1). The investigated profile is located at GPS coordinates of 49° 19´ 8.0´´ of NW latitude and 19° 30´ 26.2´´ of EW longitude.

The Jaworki Formation is exposed in an approximately 500 cm long section (Fig. 3). Stratigraphic range of the formation according to radiolarians and foraminifers is from

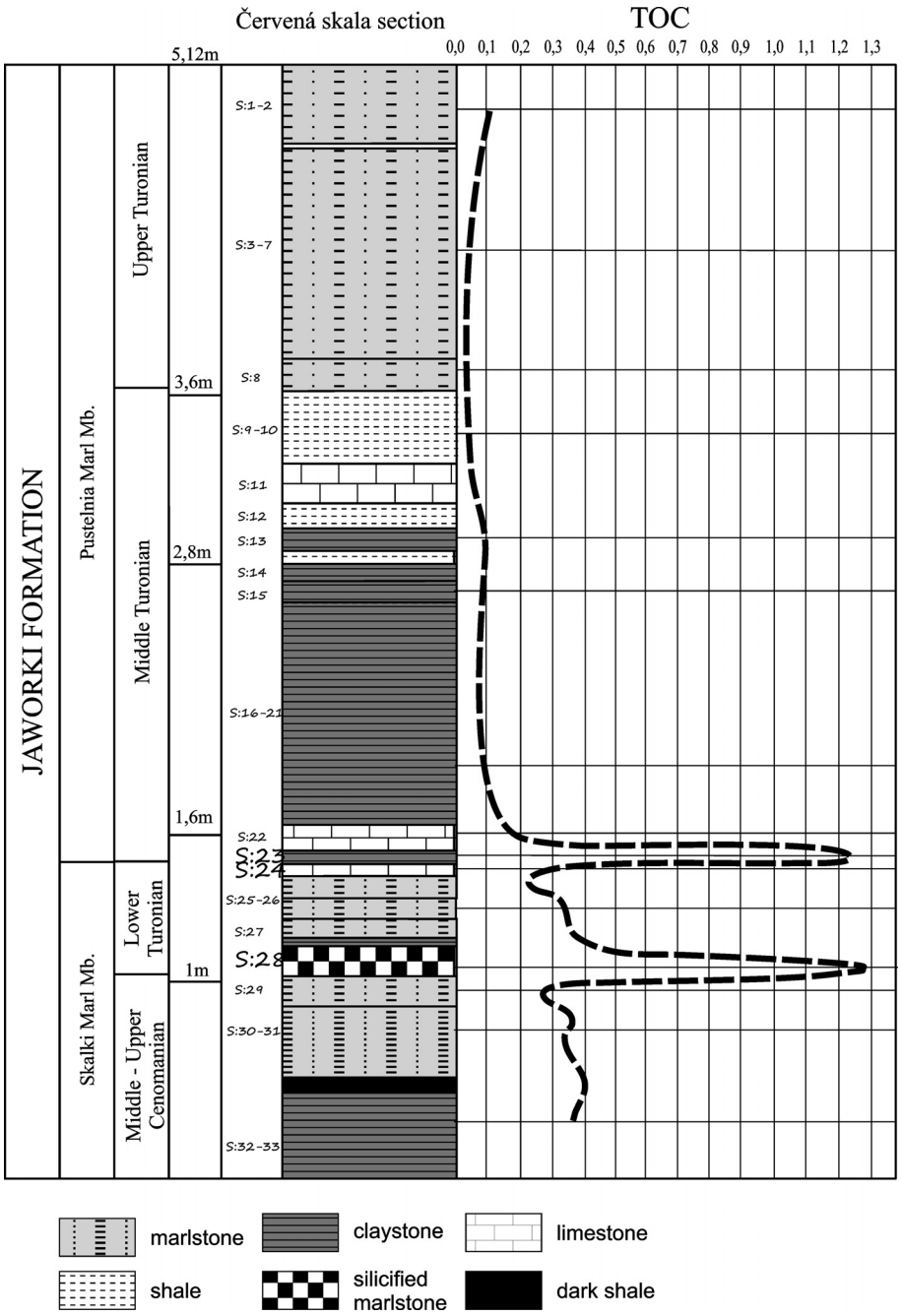
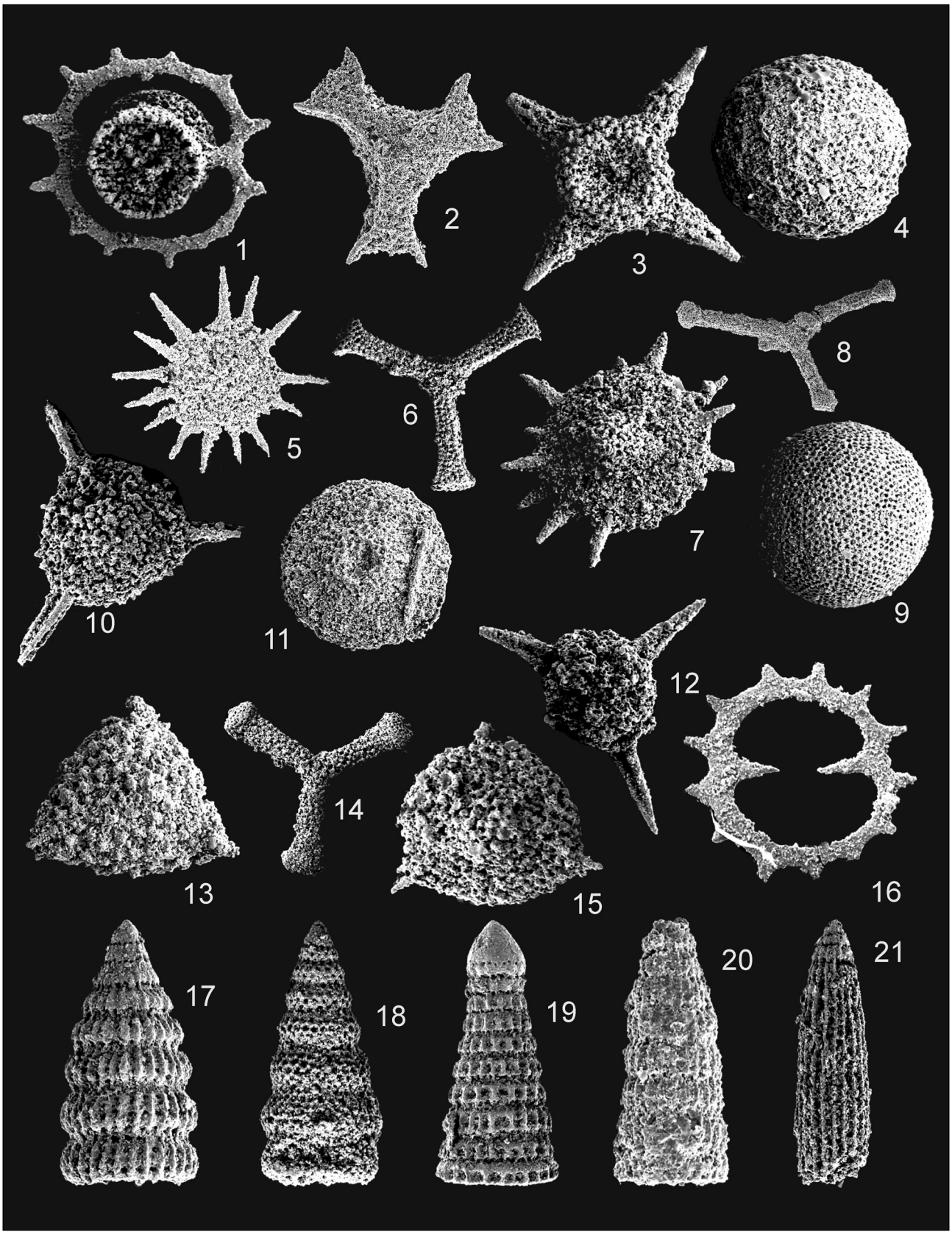


Fig. 3. Lithostratigraphic column of the studied section.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

the Middle Cenomanian up to the Upper Turonian (Soták, personal communication).

Since the sequence is in the reverse position, sampling and description of profile has been done also in the reverse order. The section starts with the red and reddish brown coloured marlstones with shell-like fracturing and irregular disintegration, crumbling into small pieces in several places. This roughly 200 cm part of the section is replaced by 10 cm bed of the greenish grey to dark grey calcareous marlstones, followed by thin light grey limestone layer, 8 cm brownish grey shale and schistose purple-red limestones. The section is succeeded by an approximately 1 m thick reddish brown to red marls, which are changed by 6 cm bed of greenish-grey to olive-yellow plastic clays with 1.3 cm of dark-grey to black organic-rich claystones at the top. The sedimentological section continues with 6 cm thick bed of thin-bedded ash-grey to light grey laminated limestones. The horizontal bands are represented by the concentrations of clay minerals, all fossils are preserved very well and they are concentrated into a lamina within the layer itself and their amount increases to the top (Richter, 2004). Then the bed of light grey limestones with the radiolaria-rich fauna appears, being followed by a thin bed of olive green marlstones, which also contain microfacies of foraminifers and radiolarians (cf. Richter, 2004). The section then follows up with the red, poorly schistose marls

Tab. 1
Distribution of radiolarians in the studied samples

Radiolarian microfauna	28	24	23	Radiolarian zonation O´Dogherty 1994
Acastea rebellis (O´DOGHERTY, 1994)		X		U.A. 14-21
Acastea vitalis (O´DOGHERTY, 1994)		X		U.A. 11-21
Acastea cf. diaphorogona (FOREMAN, 1973)		X		
Acanthocircus tympanum O´DOGHERTY, 1994	X	X		U.A. 20-21
Acanthocircus venetus (SQUINABOL, 1914)	X	X		U.A. 14-21
Actinomma sp.	X	X	X	
Alievium superbum (SQUINABOL, 1914)	X	X	X	U.A. 20-21
Archaeocenosphaera mellifera O´DOGHERTY, 1994	X	X	X	U.A. 10-21
Crucella cachensis PESSAGNO, 1971	X	X	X	U.A. 20-21
Crucella cf. hispana O´Dogherty, 1994		X		
Dictyomitra formosa SQUINABOL, 1904	X	X	X	U.A. 14-21
Dictyomitra montisserei (SQUINABOL), 1903	X	X		U.A. 10-20
Dictyomitra multicostata ZITTEL, 1876		X		U.A. 21
Halesium amissum (SQUINABOL, 1914)	X	X		U.A. 16-21
Halesium triacanthum (SQUINABOL, 1903)		X		U.A. 14-21
Holocryptocanium barbui DUMITRICA, 1970	X	X	X	
Paronaella cf. californiaensis (PESSAGNO, 1971)		X		U.A. 20-21
Patellula andrusovi OŽVOLDOVÁ, 1997		X		
Patellula ecliptica O´DOGHERTY, 1994	X	X		U.A. 20-21
Patellula helios (SQUINABOL, 1903)	X	X		U.A. 17-21
Pessagnobracchia fabianii (SQUINABOL, 1914)	X	X		U.A. 11-21
Pessagnobracchia irregularis (SQUINABOL, 1903)		X		U.A. 12-17
Praeconocaryomma universa PESSAGNO, 1976		X	X	
Pseudoaulophacus cf. polonicus GÓRKA, 1989		X		
Pseudoaulophacus putahensis PESSAGNO, 1972	X	X		U.A. 14-21
Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (SQUINABOL, 1903)	X	X	X	U.A. 10-21
Quinquecapsularia grandiloqua O´DOGHERTY, 1994		X		U.A. 18-21
Staurosphaeretta cf. longispina (SQUINABOL, 1903)		X		
Stichomitra communis SQUINABOL, 1903	X	X	X	U.A. 5-21

◀ **Pl. I.** Radiolarian microfauna in silicified marlstones – Turonian. 1 – *Acanthocircus tympanum* O´DOGHERTY – samp. 24, 175x; 2 – *Halesium amissum* (SQUINABOL) – samp. 24, 190x; 3 – *Crucella cachensis* PESSAGNO – samp. 28, 230x; 4 – *Archaeocenosphaera mellifera* O´DOGHERTY – samp. 23, 220x; 5 – *Patellula ecliptica* O´DOGHERTY – samp. 28, 120x; 6 – *Halesium triacanthum* (SQUINABOL) – samp. 24, 150x; 7 – *Patellula helios* (SQUINABOL) – samp. 24, 340x; 8 – *Pessagnobracchia irregularis* (SQUINABOL) – samp. 24, 180x; 9 – *Holocryptocanium barbui* DUMITRICA – samp. 23, 180x; 10 – *Pseudoaulophacus putahensis* PESSAGNO – samp. 24, 140x; 11 – *Patellula andrusovi* OŽVOLDOVÁ – samp. 24, 290x; 12 – *Acastea rebellis* O´DOGHERTY – samp. 24, 210x; 13 – *Alievium superbum* (SQUINABOL) – samp. 24, 170x; 14 – *Pessagnobracchia fabianii* (SQUINABOL) – samp. 24, 190x; 15 – *Pseudoaulophacus putahensis* PESSAGNO – samp. 28, 190x; 16 – *Acanthocircus venetus* (SQUINABOL) – samp. 24, 210x; 17 – *Dictyomitra formosa* SQUINABOL – samp. 24, 230x; 18 – *Stichomitra communis* SQUINABOL – samp. 28, 310x; 19 – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (SQUINABOL) – samp. 24, 190x; 20 – *Dictyomitra multicostata* ZITTEL – samp. 24, 230x; 21 – *Dictyomitra montisserei* (SQUINABOL) – samp. 24, 230x.

and by alternating red to greenish grey marls, changed by the very thin bed of dark grey to black claystones under the next radiolarian horizon. This 14 cm thick dark grey poorly laminated radiolarian horizon is followed up with 18 cm thick bed of red solid marlstone and with 28 cm thick bed of grey to greenish grey solid marlstones. The section ends with 40 cm thick bed of brownish grey, brownish red to purple red schistose claystones.

Methods

Thirty samples have been collected from the studied section. Each sample consisted of a small pieces of rock (5–6 cm), cut parallel to bedding. Radiolarians were extracted using two methods. Calcareous samples were cleaned, crushed into smaller pieces, poured with 12 % of acetic acid (CH_3COOH) and leached out during 7 days. Calcareous samples with high content of SiO_2 were cleaned, crushed into smaller pieces, poured with hydrofluoric acid in 1 : 7 ratio during 3 days. Selected samples were studied under the scanning electron microscope (SEM).

Radiolarian assemblages

The radiolarians in the samples S-23, S-24 and S-28 were analysed from the residuum (Tab. 1). Evaluation of the samples is based on the detailed biozonation for the Mediterranean area after O´Dogherty (1994; Pl. I).

Acanthocircus tympanum O´Dogherty, *Acanthocircus venetus* (Squinabol), *Alievium superbum* (Squinabol), *Crucella cachensis* Pessagno, *Dictyomitra montisserei* Squinabol, *Patellula ecliptica* O´Dogherty, *Patelulla helios* (Squinabol), *Pessagnobracchia fabianii* (Squinabol), *Pseudoaulophacus putahensis* Pessagno in the sample S-28 and *Acanthocircus tympanum* O´Dogherty, *Acanthocircus venetus* (Squinabol), *Alievium superbum* (Squinabol), *Crucella cachensis* Pessagno, *Dictyomitra montisserei* Squinabol, *Dictyomitra multicostata* Zittel, *Patellula andrusovi* Ožvoldová, *Patellula ecliptica* O´Dogherty, *Patelulla helios* (Squinabol), *Pessagnobracchia fabianii* (Squinabol), *Pseudoaulophacus putahensis* Pessagno in the sample S-24 indicate that the assemblages belong to the Superbum Zone which begins in the lowermost Turonian. The zone comprises the Unitary Association UA 20 and the overlying UA 21. The upper boundary of the zone was not assigned.

The index taxon of this zone is *Alievium superbum* (Squinabol). The species *Acanthocircus tympanum* O´Dogherty, *Crucella cachensis* Pessagno and *Patellula ecliptica* O´Dogherty also appear in UA 20. *Dictyomitra montisserei* (Squinabol) finishes in the same Unitary Association. But *Dictyomitra multicostata* Zittel which appears in the following UA 21 can rarely be observed in the sample S-24. It is assumed that the presented assemblage from the sample S-28 represents the Lower Turonian, while the association from the sample S-24 represents the boundary of Lower and Middle Turonian.

In the sample S-23 the presence of *Alievium superbum* (Squinabol) and *Crucella cachensis* Pessagno, which appear for the first time on the lower boundary of the Turonian and species *Archaeocenosphaera mellifera* O´Dogherty, *Dictyomitra formosa* Squinabol and *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, which finish in the Turonian, indicates that the presented assemblage represents relatively wide stratigraphic range – the Turonian.

Paleoenvironmental implications

Traditionally, from the time of Haeckel (1873–1887), the Spumellaria are considered to dwell only in the surface waters and therefore most authors (Kiessling, 1996, 1999, a.o.) used the proportion of Spumellaria vs. Nassellaria S/N as possible indicator of the depth of sedimentary accomodation space and/or the distance from the mainland. It was documented in the investigations of Casey (1993) in recent oceans that Spumellaria dominate in the offshore, while Nassellaria dominate in pelagic oceanic parts.

The predominance of Spumellaria in the medium--depth deposits and the abundance of Nassellaria not only in the deep-water but also in the shallow-water deposits were recorded by Empson-Morin (1984) in the Campanian. Similarly, extreme abundance of Nassellaria in the shallow--water deposits was described by Zügel et al. (1998).

In investigated associations within the samples S-24 and S-28, Nassellaria slightly prevail over Spumellaria (52–60 %), but the diversity of Spumellaria is substantially higher. More than 90 % of Nassellaria specimens belong to the genus of *Dictyomitra* and *Stichomitra*, less of them to *Pseudodictyomitra*. Genus *Patellula* from the *Sponguridae* is almost equal to the genuses of *Hagiastridae, Pseudoaulophacidae* and *Patulibracchiidae (Crucella, Pseudoaulophacus, Pessagnobracchia).*

The sample S-23 revealed radiolarian association which was poor in the species and possessed remarkable indications of sorting in the size and shape. Spherical shells of mostly Spumellaria (*Actinomma*, *Praeconocaryomma* a. o.) as well as Nassellaria (*Holocryptocanium*) prevailed. The other different forms constituted minimal proportion. Since the composition of the association was affected by sorting, quantitative proportion of individual components was not detected.

After Takashi (1991, 1997) and Casey (1971, 1977), the associations in the middle part of the Bonarelli Level, in which the Nassellaria of the genus *Cryptamphorella*, *Holocryptocanium*, *Pseudodictyomitra*, *Stichomitra*, *Archaeodictyomitra*, *Dictyomitra* a.o., represent impoverished associations. They are analogous to present deep-water forms. Although, it is possible that impoverished associations resulted from a selective dissolution as well as worse conditions of the preservation of certain type of shells. In spite of this, the authors prefer the view that acquired associations represent at least a part of original association.

Kuhnt et al. (1986) recorded remarkably increased content of the spongy forms of Spumellaria around the C/T boundary in the Tethyan region in deposits representing middle depths and oxygen-depleted environment.

In our associations, deep-water forms slightly prevail over Spumellaria, in which the number of spongy forms

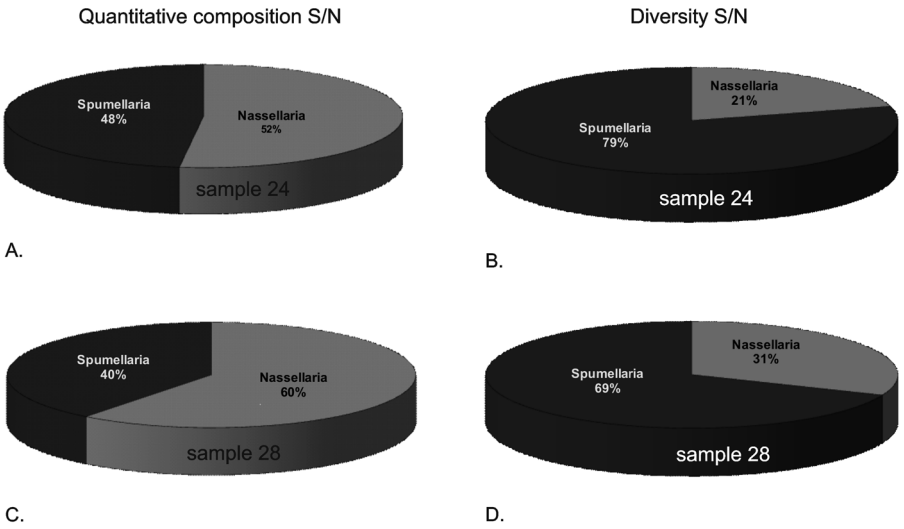


Fig. 4. Quantitative composition and diversity of Spumellaria/Nassellaria in the samples 24 and 28.

is not remarkably increased and which are in equilibrium with the other spumellarian forms of community.

According to mentioned informations resulting from the study of radiolarians, the investigated associations represent the deposits of intermediate depths, without more expressive oxygen deficit.

O´Dogherty and Guex (2002) suggested that the variations in the proportion of Spumellaria vs. Nasellaria indicate rather the conditions of ecological stress than the depth of sedimentary accommodation space. Their data (l.c.) provide the evidence that Spumellaria are more resistant to unstable ecological conditions than Nassellaria. However, Nassellaria reveal a greater rate of evolution in the periods of radiation than Spumellaria.

It is suggested that the diversity proportion of Spumellaria to Nassellaria is an acceptable indicator of aggravating climate as well as the ecological stress.

In connection with the research results of Erbacher and Thurow (1996) a.o., O´Dogherty and Guex (2002) determined a few repetitive successive phases based on the research of the rate and the model of radiolarian evolution in the Cretaceous.

The 1st phase represents the event of extinction. The 2nd phase contains the period of the lowest diversity of Radiolaria. The 3rd phase represents the event of radiation. The last, 4th phase represents the period of the highest diversity.

If we want to place the associations from the Červená skala locality to one of the phases after O´Dogherty and Guex (2002), then it would correspond with the 2nd phase, because the silicification of marls is a remarkable feature of eutrophication of under-surface waters. The diversity of Spumellaria is higher than that of Nassellaria, however Nassellaria dominate by forms which tolerate unstable environmental conditions and which, after the research at the type localities, continued since the Cenomanian until early Turonian (Fig. 4).

The Ocean Anoxic Event 2 is indicated by some geochemical proxies, such as increasing organic carbon content in radiolarian-bearing horizons and the increase of $\delta^{13}C$ values towards the Cenomanian/Turonian boundary (Fig. 3).

Conclusions

The detailed radiolarian zonation of O´Dogherty (1994) was used for the evaluation of the radiolarian microfauna. Based on the radiolarian evaluation of the samples from the locality Červená skala, the investigated associations represent the Lower Turonian and originate from deposits formed in unstable environmental conditions connected with the eutrophication in intermediate water depth without more expressive oxygen deficit.

Acknowledgements. The author would like to express her gratitude to Dr. L. Ožvoldová, Prof. D. Reháková (Department of Geology and Paleontology, Faculty of Sciences of Comenius University, Bratislava), Dr. S. Staňová and Dr. J. Soták (Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Banská Bystrica) for their assistance in the research. Dr. Špela Goričan, prof. Daniela Reháková, Dr. Daniela Boorová and anonymous reviewer are thanked for reviews that improved the manuscript.

The study was supported by the Projects: APVV LPP 0120-09, VEGA 2/0140/09, VEGA 1/0744/11, UGA 09-000-28 and the Centre of Excellence for Integrated Research of the Earth´s Geosphere (ITMS: 26220120064).

References

Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cicha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, V., Pícha, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stráník, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. & Vozár, J., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 (L/Z). *Bratislava, GÚDŠ, 359 s.*

Bąk, M., 1993a: Micropalaeontological and statistical analyses of the Albian and Cenomanian deposits based on radiolaria, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 41, 13 – 122.*

Bąk, M., 1993b: Late Albian-early Cenomanian Radiolaria from the Czorsztyn succession Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *In: Birkenmajer, K. (ed.): Geology of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Stud. geol. pol., 102, 177 – 207.*

Bąk, M., 1995: Mid Cretaceous Radiolaria from the geology of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Cretaceous Research, 16, 1 – 23.*

Bąk, M., 1996a: Late Cretaceous Radiolaria from the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Stud. geol. pol., 109, 69 – 85.*

Bąk, M., 1996b: Cretaceous Radiolaria from Niedzica Succesion of the Pieniny Klippen Belt in Polish Carpathians. *Acta palaeont. pol., 41, 91 – 110.*

Bąk, K., 1998: Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Upper Cretaceous red pelagic deposits, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol., 111, 7 – 92.*

Bąk, M. & Bąk, K., 1999: Correlation of the early Albian-late Turonian radiolarian biozonation with planktonic and aglutinated foraminifera zonations in the Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians). *In: DeWever P. & Caulet, J.-P. (eds.): InterRad VIII, Paris/Bierville 8–13 Septembre 1997. Geodiversitas 21, 527 – 537.*

Bąk, M. & Sawlowicz, Z., 2000: Pyritised radiolarians from the mid-Cretaceous deposits of the Pieniny Klippen Belt: A model of pyritization in an anoxic environment. *Geol. Carpath., 51, 91 – 99.*

Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol., 45, 7 – 159.*

Birkenmajer, K. & Jednorowska, A., 1987: Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Stud. geol. pol., 92, 7 – 28.*

Bombiţa, G., 1972: Studii geologice în Munţii Lăpuşului. *Anu. Inst. Geol., 39, 7 – 108.*

Casey, R. E., 1971: Radiolarians as indicators of past and present water-masses. *The Micropaleontology of Oceans, 331 – 341.*

Casey, R. E., 1977: The ecology and distribution of Recent Radiolaria. *Oceanic Micropalaeontology, 2, 809 – 845.*

Casey, R. E., 1993: Radiolaria. *In: Fossil Prokaryotes and Protists. Blackwell Sci. Publ., 249 – 284.*

Empson-Morin, K., 1984: Depth and latitude distribution of Radiolaria in Campanian (late Cretaceous) tropical and subtropical oceans. *Micropaleontology, 30, 87 – 115.*

Erbacher, J. & Thurow, J., 1996: Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: A new approach to identify sea–level changes in mid–Cretaceous pelagic environments. *Geology, 24, 6, 499 – 502.*

Gluško, V. V., 1971: Geologičeskoje strojenije i gorjučije iskopajemyje Ukrajinskich Karpat. *Trudy Ukr. nauč.-issled. geol.-razv. Inst. UkrNIGRI, 25, 389 p.*

Jednorowska, A., 1979: Microfauna and age of Upper Cretaceous Pustelnia Marl Member, Pieniny Klippen Belt of Poland, Carpathians. *Stud. geol. pol., 61, 37 – 76.*

Kantorová, V. & Andrusov, D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. *Geol. Sbor., 2, 165 – 178.*

Kiessling, W., 1996: Facies characterization of Mid-Mesozoic deep-water sediments by quantitative analysis of siliceous microfaunas. *Facies, 35, 237 – 274.*

Kiessling, W., 1999: Late Jurassic radiolarians from the Antarctic Peninsula. *Micropaleontology, 45, (S1), 1 – 96.*

Kuhnt, W., Thurow, J. W., Wiedmann, J. & Herbin, J. P., 1986: Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian/Turonian boundary and the response of the biota. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 60, 205 – 246.*

Michalík, J., Soták, J. & Salaj, J., 2002: Cretaceous oceanic red beds in the westernmost Carpathians in Slovakia. *In: Cretaceous Oceanic Red Beds in an Apennines–Alps–Carpathians Transect, 47 – 72.*

O´Dogherty, L., 1994: Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarian from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mém. Géol. (Lausanne), 21, 415 p.*

O´Dogherty, L. & Guex, J., 2002: Rates and pattern of evolution among Cretaceous radiolarians: Relations with global paleoceanographic events. *Micropaleontology, 48, 1 – 22.*

Prey, S., 1960: Gedanken über Flysch und Klippenzonen im Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. *Verh. Geol. Bundesanst., 2, 197 – 214.*

Richter, P., 2004: Upper Jurassic–Upper Cretaceous sequence of Czorsztyn unit sediments on Červená skala rock near Nižná (Slovakia). [Diploma thesis.] *Bratislava, PF UK, 31 s.*

Scheibnerová, V., 1969: Middle and Upper Cretaceous microbiostratigraphy of the Klippen Belt (West Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 17, 5 – 28.*

Sýkora, M., Ožvoldová, L. & Boorová, D., 1997: Turonian silicified sediments in the Czorsztyn succesion of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 48, 4, 243 – 261.*

Štúr, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 11, 17 – 151.*

Takashi, K., 1991: Radiolaria: flux, ecology and taxonomy in the Pacific and Atlantic. *Ocean Biocoenosis Series, 3, 303 p.*

Takashi, K., 1997: Time-series fluxes of Radiolaria in the eastern subarctic Pacific Ocean. *News of Osaka Micropaleontologists, Special Volume, 10, 299 – 309.*

Zügel, P., Riegraf, W., Schweigert, G. & Dietl, G., 1998: Radiolaria from the Nusplingen Lithographic Limestone (Late Kimmeridgian, SW Germany). Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde 268, B, 1 – 43.

Manuscript received 9. 9. 2010
Revised form received 11. 3. 2011
Manuscript accepted by Editorial Board 16. 3. 2011

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 39 – 48
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Vzťah chemického zloženia podzemných vôd fluviálnych sedimentov v nive dolného toku Torysy k hydraulickým charakteristikám zvodnencov

LADISLAV TOMETZ[1], MÁRIA CHYTILOVÁ[1] a JURAJ KOTUČ[2]

[1]Ústav geovied FBERG TU, Park Komenského 15, 042 00 Košice
[2]Environcentrum, s. r. o., Rastislavova 58, 040 01 Košice

The relation of the chemical composition of the groundwater of fluvial sediments in the overbank of the lower reach of Torysa river to the hydraulic characteristics of aquifers

Abstract: This contribution provides the evaluation of spatial and statistical distribution of the permeability and transmissivity of aquifers associated with the Torysa river flood plain as well as evaluates the spatial, areal and statistical distribution of selected chemical composition indexes derived for groundwater within the aquifer. In the conclusion the correlations between the observed aquifer hydraulic parameters and related chemical composition of the groundwater are displayed. For comparison with the fluvial sediments of the Torysa river flood plain, the fluvial and proluvial deposits of the Sekčov catchment area between the village Kapušany and its junction with the Torysa river were investigated.

Key words: hydrogeology, Torysa river alluvium, hydraulic parameters, groundwater chemistry, correlation

Prírodné pomery hodnoteného územia

Dolný tok Torysy, ako aj prolúvium a údolná niva medzi Kapušanmi, sútokom Sekčova s Torysou až po jej ústie do Hornádu, sú súčasťou S a JV časti Košickej kotliny. Z geomorfologického hľadiska (Mazúr et al., 1986) je toto územie súčasťou celku Košická kotlina, časti Toryská pahorkatina s povrchom ležiacim v úrovni 200 až 400 m n. m. Na území prevláda mierne modelovaný zvlnený reliéf, prechádzajúci dolinami Torysy, Sekčova a Olšavy do rovinného reliéfu riečnych nív so šírkou 1,0 až 1,5 km.

Hodnotené územie klimaticky patrí do teplej oblasti, teplého a mierne vlhkého okrsku s chladnou zimou. Priemerná ročná teplota tu dosahuje podľa pozorovaní v Prešove 8,6 °C a priemerný dlhodobý ročný úhrn zrážok v Kapušanoch 619 a v Prešove 621 mm. Hydrologicky je územie súčasťou povodia Hornádu (4-32) a čiastkového povodia Torysy (4-32-04), z menšej časti na JV súčasťou čiastkového povodia Olšavy (4-32-05). Priemerné prietočné množstvo Sekčova na jeho ústí do Torysy je 2,3 $m^3 \cdot s^{-1}$ a pod sútokom so Sekčovom 6,84 $m^3 \cdot s^{-1}$.

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú sedimenty neogénu a kvartéru. Staršie neogénne útvary možno pozorovať v kotlinovej pahorkatine a mladšie kvartérne na terasových stupňoch a v riečnych nivách. Riečne nivy Torysy a Olšavy ohraničuje tzv. varhaňovský chrbát (Janočko, 1990), typický svojím výzdvihovým trendom v kvartéri, čo sa odráža aj na jeho reliéfe.

Podľa regionálneho geologického členenia Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy (Vass et al., 1988) patrí hodnotené územie do Prešovskej kotliny. Sedimenty hlavnej molasy majú stratigrafické rozpätie od egenburgu po sarmat. Reprezentujú ich prevažne pelitické sedimenty – íly rôzneho charakteru, menej štrky a piesky.

Kvartérne fluviálne uloženiny sú viazané na nivy Torysy, Sekčova a Olšavy. Od povrchu ich tvoria povodňové hliny s priemernou hrúbkou 3 až 4 m, pod ktorou sa nachádzajú 3 až 5 hrubé vrstvy piesčitého štrku. Menej, čo do hĺbkového aj plošného rozsahu, sú tu zastúpené terasové štrky (ris, mindel).

Značnú plochu v severnej časti územia zaberajú proluviálne štrky mindelských náplavových kužeľov s priemernou hrúbkou 5 až 6 m. Hrúbka riského náplavového kužeľa Šebastovky však dosahuje až 23 m. Pokryv týchto kužeľov je tvorený sprašovými hlinami.

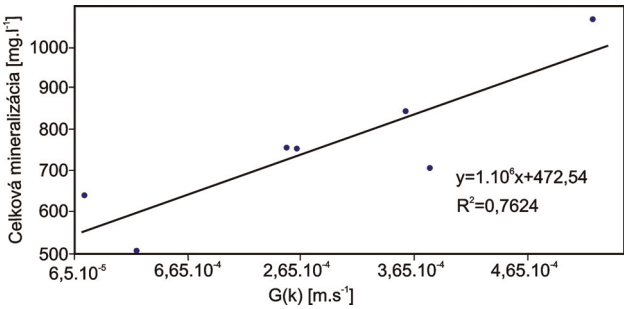
Skúmané územie je z hydrogeologického hľadiska súčasťou rajónu NQ 123 Neogén východnej časti Košickej kotliny (Šuba et al., 1992), ktorého prevažnú časť budujú sedimenty neogénu spolu s fluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi kvartéru. Jedným z najvýznamnejších hydrogeologických kolektorov územia sú fluviálne piesčité štrky dnovej výplne riečnych nív a nízkych terás s medzizrnovou priepustnosťou. Štrky dnovej výplne Torysy a Sekčova patria v daných podmienkach k najlepšie preskúmaným hydrogeologickým jednotkám. Menší vodárenský význam majú piesčité štrky náplavových kužeľov.

Obr. 1. Hranice povodia dolného toku Torysy s vyznačením hodnotených úsekov.

Fig. 1. Boundaries of the river basin of Torysa lower reach with location of evaluated parts of aquifers.

Regionálne zhodnotenie priepustnosti a prietočnosti kvartérnych sedimentov skúmaného územia

Spracovaním archívnych údajov o dokumentácii hydrogeologických vrtov skúmaného územia bolo možné regionálne zhodnotiť hydraulické vlastnosti hornín sedimentov kvartéru podľa metodiky spracovanej Jetelom (1985, 1995, 2001). Po zhodnotení kvality vstupných údajov a po vylúčení údajov vrtov s nedostatočnou dokumentáciou sa ich počet zredukoval na 146 údajov z hydrodynamických skúšok vyhovujúcich požiadavkám



Obr. 2. Závislosť celkovej mineralizácie od koeficientu filtrácie.

Fig. 2. Dependance of the total dissolved solids on hydraulic conductivity.

na potrebnú kvalitu vstupných podkladov kategórie II, subkategórie IIa a ojedinele subkategórie IIb (Jetel, 2001).

Po zázname údajov, formálnej unifikácii a po priradení k jednotlivým hydrogeologickým telesám alebo ich častiam boli stanovené hodnoty aproximatívnych hydraulických parametrov indexu prietočnosti Y a indexu priepustnosti Z (Jetel, 1985) pre jednotlivé skúmané úseky (obr. 1). Tie možno v daných podmienkach vyčleniť nasledovne:

– fluviálne nivné sedimenty Sekčova (F1),
– proluviálne sedimenty v povodí Sekčova (P1),
– fluviálne nivné sedimenty Torysy v oblasti Prešova (F2),
– fluviálne nivné sedimenty Torysy v oblasti Hanisky pri Prešove (F3),
– fluviálne nivné sedimenty Torysy medzi Kendicami a Drienovom (F4),
– fluviálne nivné sedimenty Torysy od Drienova po Lemešany (F5),
– fluviálne nivné sedimenty Torysy od Šarišských Bohdanoviec po Košickú Polianku (F6).

Rozdelenie takto stanovených hodnôt indexu prietočnosti Y a indexu priepustnosti Z – po spracovaní základných opisných štatistických charakteristík v skúšaných úsekoch sedimentov študovaného územia – uvádzajú tab. 1 a 2.

Tab. 1
Rozdelenie hodnôt parametrov indexu prietočnosti Y v skúšaných úsekoch sedimentov
Distribution of the index of transmissivity Y in the tested intervals

Skúmaný úsek	Počet údajov	Rozpätie	Index prietočnosti Y Md(Y)	M(Y)	s_Y
F1	28	4,58 – 6,77	5,64	5,70	0,51
P1	11	4,54 – 6,59	5,39	5,39	0,57
F2	27	5,31 – 6,93	6,02	5,97	0,39
F3	15	5,06 – 7,24	5,99	5,96	0,50
F4	20	50,5 – 6,24	5,35	5,45	0,34
F5	20	4,66 – 6,58	5,99	5,87	0,53
F6	25	5,00 – 6,35	5,91	5,77	0,38

Md(Y) – medián, M(Y) aritmetický priemer, s_Y – smerodajná odchýlka s parametrom n –1
Md(Y) – median, M(Y) – arithmetic mean, s_Y – standard deviation with parameter n –1

Tab. 2
Rozdelenie hodnôt parametrov indexu priepustnosti Z v skúšaných úsekoch sedimentov
Distribution of the index of permeability Z in the tested intervals

Skúmaný úsek	Počet údajov	Index priepustnosti Z Rozpätie	Md(Z)	M(Z)	s_Z
F1	28	3,83 – 6,40	5,31	5,30	0,63
P1	11	4,17 – 5,69	5,06	4,99	0,43
F2	27	2,64 – 6,74	5,67	5,59	0,7
F3	15	2,64 – 7,12	5,11	4,74	1,48
F4	20	5,05 – 6,24	5,35	5,45	0,34
F5	20	3,92 – 6,22	5,51	5,43	0,59
F6	25	4,40 – 5,97	5,43	5,30	0,47

Md(Z) – medián, M(Z) aritmetický priemer, s_Z – smerodajná odchýlka s parametrom n –1
Md(Z) – median, M(Z) – arithmetic mean, s_Z – standard deviation with parameter n –1

V údajoch tabuľky 1 možno vidieť malé rozdiely v priemerných hodnotách indexov prietočnosti medzi jednotlivými časťami kolektorov; väčšina skúmaných súborov vykazuje aritmetické priemery v rozpätí M(Y) = 5,41 až 6,00.

Najvyššiu úroveň výberových charakteristík indexu prietočnosti {M(Y) = 5,96 až 6,00} vykazujú údaje z úsekov Haniska (F3), Prešov (F2) a Kendice – Drienov (F4), najnižšiu prietočnosť majú proluviálne uloženiny Sekčova (P1) {M(Y) = 5,41}.

Variabilita hodnôt indexu prietočnosti je malá (s_Y = 0,31 až 0,39) v skúmaných súboroch údajov fluviálnych sedimentov Torysy z úsekov Prešov (F2), Kendice – Drienov (F4) a Šarišské Bohdanovce – Košická Polianka (F6). Všetky ostatné súbory údajov vykazujú miernu variabilitu (s_Y = 0,50 až 0,57).

O niečo výraznejšie sú rozdiely medzi výberovými charakteristikami rozdelenia indexu priepustnosti jednotlivých častí kolektorov (tab. 2). Aritmetické priemery väčšiny súborov ležia v intervale M(Z) = 5,30 až 5,59. Podobne ako pri indexoch prietočnosti vykazujú najvyššiu úroveň údaje z úseku Prešov (F2) {M(Z) = 5,59}, úseku Kendice – Drienov (F4) {M(Z) = 5,45} a časti Drienov – Lemešany (F5) {M(Z) = 5,43}. Neočakávaným faktom je minimálna úroveň výberových charakteristík priepustnosti skúmaného úseku Haniska (F3) {M(Z) = 4,74}, k menej priepustným patrí i náplavový kužeľ Sekčova (P1). Variabilita hodnôt indexu priepustnosti je rôzna. Fluviálne sedimenty v úsekoch Kendice – Drienov, Šarišské Bohdanovce – Košická Polianka i skúmané prolúvium sú z hľadiska hydraulickej heterogenity (s_Z = 0,34 až 0,47) mierne nehomogénnym hydrogeologickým prostredím. Hodnoty s_Z = 0,59 – 0,63 vyjadrujú miernu variabilitu hodnôt indexu priepustnosti, vyskytujúcu sa v súboroch hodnôt z úseku Drienov – Lemešany (F5) aj vo fluviálnych uloženinách Sekčova (F1). V súbore hodnôt z Prešova (F2) sa prejavuje veľká variabilita (s_Z = 0,70). Od ostatných súborov sa z hľadiska variability výrazne líši úsek Haniska (F3) s extrémne veľkou variabilitou hodnôt indexu priepustnosti (s_Z = 1,48).

Pri prepočte zistených charakteristík rozdelenia aproximatívnych logaritmických parametrov Y a Z na zodpovedajúce štatistické charakteristiky rozdelenia hodnôt striktne hydraulických parametrov – T – koeficient prietočnosti a k – koeficient filtrácie – bol prijatý zovšeobecnený vzťah na stanovenie celkovej prepočtovej diferencie ***d*** pre kvartérne sedimenty Košickej kotliny v tvare

$$d = 0{,}07Y - 0{,}09,$$

ktorý odvodil Jetel (1996).

Na priamy prepočet indexu prietočnosti Y na zodpovedajúci odhad koeficientu prietočnosti T potom možno odvodiť rovnicu (Jetel, 1985)

$$T = \mathit{anti}\log\,(1{,}07Y - 9{,}09).$$

Tab. 3
Odhad charakteristík rozdelenia koeficientu prietočnosti T odvodený z charakteristík rozdelenia hodnôt indexu prietočnosti Y
Estimate of characteristics of the transmissivity coefficient T distribution being derived from the characteristics of the transmissivity index Y

Skúmaný úsek	Počet údajov	Charakteristiky rozdelenia T [$m^2 \cdot s^{-1}$] Rozpätie	Md(T)	G(T)	c_T
F1	28	$4 \cdot 10^{-5} – 8{,}9 \cdot 10^{-3}$	$5{,}5 \cdot 10^{-4}$	$6{,}4 \cdot 10^{-4}$	IIIc
P1	11	$3{,}7 \cdot 10^{-5} – 5{,}7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3{,}1 \cdot 10^{-4}$	IIIc
F2	27	$2{,}4 \cdot 10^{-4} – 1{,}3 \cdot 10^{-2}$	$1{,}4 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	IIb
F3	15	$1{,}3 \cdot 10^{-4} – 2{,}8 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$	IIc
F4	20	$3{,}9 \cdot 10^{-4} – 5{,}6 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	IIb
F5	20	$3 \cdot 10^{-5} – 5{,}6 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	IIc
F6	25	$1{,}1 \cdot 10^{-4} – 3{,}2 \cdot 10^{-3}$	$1{,}1 \cdot 10^{-3}$	$0{,}8 \cdot 10^{-3}$	IIb

Md(T) – medián hodnôt koeficientu prietočnosti, G(T) – geometrický priemer hodnôt koeficientu prietočnosti, c_T – trieda prietočnosti
Md(T) – median of transmissivity values, G(T) – geometric mean of transmissivity values, c_T – transmissivity class

Tab. 4
Odhad charakteristík rozdelenia koeficientu filtrácie k odvodený z charakteristík rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z
Estimated distribution characteristics of hydraulic conductivity being derived from the characteristics of the distribution of permeability index Z

Skúmaný úsek	Počet údajov	Charakteristiky rozdelenia k [$m \cdot s^{-1}$] Rozpätie	Md(k)	G(k)	c_k
F1	28	$7{,}3 \cdot 10^{-6} – 3{,}9 \cdot 10^{-3}$	$2{,}6 \cdot 10^{-4}$	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$	IVc
P1	11	$1{,}6 \cdot 10^{-5} – 6{,}6 \cdot 10^{-4}$	$1{,}4 \cdot 10^{-4}$	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	IVb
F2	27	$5{,}6 \cdot 10^{-7} – 8{,}5 \cdot 10^{-3}$	$6{,}0 \cdot 10^{-4}$	$5{,}2 \cdot 10^{-4}$	IVd
F3	15	$5{,}4 \cdot 10^{-7} – 2{,}2 \cdot 10^{-2}$	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$	$0{,}7 \cdot 10^{-4}$	IVf
F4	20	$1{,}4 \cdot 10^{-4} – 2{,}6 \cdot 10^{-3}$	$3{,}1 \cdot 10^{-4}$	$3{,}8 \cdot 10^{-4}$	IVb
F5	20	$8{,}7 \cdot 10^{-6} – 2{,}4 \cdot 10^{-3}$	$4{,}4 \cdot 10^{-4}$	$3{,}6 \cdot 10^{-4}$	IVc
F6	25	$2{,}9 \cdot 10^{-5} – 1{,}3 \cdot 10^{-3}$	$3{,}6 \cdot 10^{-4}$	$2{,}6 \cdot 10^{-4}$	IVb

Md(k) – medián hodnôt koeficientu priepustnosti, G(k) – geometrický priemer hodnôt koeficientu priepustnosti, c_k – trieda priepustnosti
Md(k) – median of hydraulic conductivity values, G(k) – geometric mean of hydraulic conductivity values, c_k – hydraulic conductivity class

Obdobne je to tak aj pri konverzii indexu priepustnosti na koeficient filtrácie. Odhady takto stanovených hodnôt koeficientov prietočnosti a koeficientov filtrácie uvádzajú tabuľky 3 a 4.

V zmysle klasifikácie prietočnosti hornín (Krásný, 1993) potom možno predmetné kolektory zaradiť do II. triedy priepustnosti (úseky F2, F3, F4, F5 a F6) s malou až miernou variabilitou (b, c) a súbory F1 a P1 do III. triedy prietočnosti s miernou variabilitou.

V zmysle osemstupňovej klasifikácie priepustnosti hornín (Jetel, 1973, 1982) možno skúmané súbory zaradiť podľa príslušných hodnôt koeficientov filtrácie do IV. triedy priepustnosti. Ak je aplikovaná pri klasifikácii variability priepustnosti rovnaká stupnica ako navrhol Krásný (1993), možno ju v súboroch hodnôt z úsekov Kendice – Drienov (F4), Šarišské Bohdanovce – Košická Polianka (F6) i z prolúvií v povodí Sekčova (P1) označiť ako malú (b). Fluviálne sedimenty Sekčova (F1) a súbor hodnôt z úsekov Drienov – Lemešany (F5) vykazujú miernu variabilitu (c). Výnimkou je extrémne veľká (f) variabilita v súbore údajov z úseku pri Haniske (F3) a veľká variabilita (d) sa prejavuje v úseku pri Prešove (F2).

Hodnoty geometrických priemerov G(T) a G(k) možno aplikovať ako reprezentatívne charakteristiky strednej úrovne prietočnosti a priepustnosti pri bežnom porovnávaní vlastností kolektorov jednotlivých vhodne vyčlenených hydrogeologických telies. Keďže hodnoty M(Y), M(Z), G(T) a G(k) uvedené v tab. 1 až 4 predstavujú iba výberové priemery ovplyvnené náhodnými odchýlkami od skutočného priemeru základného súboru, bolo potrebné pre ne vyčísliť aj príslušné intervaly spoľahlivosti, vnútri ktorých leží s pravdepodobnosťou 90 % skutočný neznámy priemer, charakterizujúci kolektory daného úseku v skúmanom rozsahu hĺbok (tab. 5 a 6).

Z porovnania intervalov spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt jednotlivých súborov je zrejmé, že sa tieto intervaly pre všetky súbory vzájomne viac či menej prekrývajú, takže rozdiely medzi výberovými priemermi jednotlivých súborov nemusia byť štatisticky významné.

Z dôvodu menšieho prekrývania sa príslušných intervalov je vhodné podrobiť zistené rozdiely medzi priemernými hodnotami týchto súborov testu významnosti.

So štatistickou istotou P > 90 % (na hladine významnosti $\alpha < 0{,}10$) sú zistené rozdiely geometrických priemerov koeficientu prietočnosti T a koeficientu filtrácie k v prevažnej väčšine súborov dané náhodnými odchýlkami výberových priemerov od jediného spoločného priemeru základného súboru.

S tou istou pravdepodobnosťou však možno tvrdiť, že medzi súborom údajov z proluviálnych sedimentov (P1) s nižšou hodnotou priemernej prietočnosti ako v súbore dát z fluviálnych uložení Torysy v úseku Kendice – Drienov (F4), a tiež v rámci vyššej priemernej prietočnosti v tomto úseku oproti nižšej hodnote tohto parametra v úseku Šarišské Bohdanovce – Košická Polianka (F6), existujú skutočné rozdiely v priemernej prietočnosti.

Hodnoty koeficientu filtrácie a koeficientu prietočnosti majú v štatisticky homogénnom prostredí (pri skúmaní objemov zhruba zodpovedajúcich efektívnym objemom pri hydrodynamických skúškach alebo menším) spravidla aspoň približne lognormálne rozdelenie (podrobnejšie pozri Jetel, 1985). O možnosti aproximovať zistené empirické rozdelenia koeficientov prietočnosti a koeficientov filtrácie v skúmaných súboroch údajov z kvartéru hodnoteného územia lognormálnym rozdelením svedčí aj približne symetrické rozdelenie hodnôt indexov Z a Y, ktoré predstavujú určité logaritmické transformácie týchto koeficientov. Z matematicko-štatistického hľadiska je potom najvýstižnejšou charakteristikou strednej hodnoty týchto koeficientov matematická nádej lognormálne rozdelených hodnôt $E_L(x)$. Predstavuje strednú hodnotu s maximálnou vierohodnosťou pre dané rozdelenie, t. j. takú strednú hodnotu, pre ktorú je pravdepodobnosť generovania daného empirického rozdelenia najvyššia. Určiť ju možno zo vzťahu (Aitchison a Brown, 1957)

$$E_L(x) = G(x)\cdot\psi_n(t')$$

kde G(x) je geometrický priemer hodnôt x a symbol $\psi_{.n}(t')$ označuje Aitchisonovu a Brownovu funkciu rozsahu súboru (počtu údajov) n a argumentu t´, určeného ako funkcia smerodajnej odchýlky $s_{\log x}$ logaritmov hodnôt x

$$t' = 2{,}65(s_{\log x})^2$$

Hodnoty funkcie $\psi_{.n}(t')$, uvádzajú Aitchison a Brown (1957). Vybrané hodnoty tejto funkcie pre hodnoty argumentu $t' \leq 2{,}0$ uvádza aj Jetel (1985). Hodnoty

Tab. 5
Intervaly spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt indexu prietočnosti Y a koeficientu prietočnosti T pre pravdepodobnosť 90 %
90-percent confidence intervals of mean values of transmissivity index Y and transmissivity coefficient T

Úsek	M(Y)	G(T) [$m^2 \cdot s^{-1}$]
F1	5,53 – 5,86	$1{,}3\cdot10^{-4} – 1{,}4\cdot10^{-3}$
P1	5,10 – 5,72	$5{,}9\cdot10^{-4} – 1{,}2\cdot10^{-3}$
F2	5,84 – 6,10	$4{,}2\cdot10^{-4} – 2{,}1\cdot10^{-3}$
F3	5,74 – 6,19	$-2{,}0\cdot10^{-3} – 4{,}4\cdot10^{-3}$
F4	5,88 – 6,12	$7{,}9\cdot10^{-4} – 1{,}9\cdot10^{-3}$
F5	5,66 – 6,08	$3{,}9\cdot10^{-4} – 1{,}6\cdot10^{-3}$
F6	5,64 – 5,90	$4{,}9\cdot10^{-4} – 1{,}1\cdot10^{-3}$

Tab. 6
Intervaly spoľahlivosti stanovenia priemerných hodnôt indexu priepustnosti Z a koeficientu filtrácie k pre pravdepodobnosť 90 %
90-percent confidence intervals of mean values of index of permeability Z and hydraulic conductivity k

Úsek	M(Z)	G(k) [$m \cdot s^{-1}$]
F1	5,10 – 5,50	$-1{,}2\cdot10^{-4} – 6{,}3\cdot10^{-4}$
P1	4,75 – 5,22	$-4{,}4\cdot10^{-6} – 2{,}4\cdot10^{-4}$
F2	5,36 – 5,82	$-2{,}9\cdot10^{-6} – 2{,}1\cdot10^{-3}$
F3	4,07 – 5,41	$-2{,}5\cdot10^{-3} – 2{,}7\cdot10^{-3}$
F4	5,32 – 5,58	$1{,}3\cdot10^{-4} – 6{,}3\cdot10^{-4}$
F5	5,20 – 5,66	$7{,}7\cdot10^{-5} – 6{,}4\cdot10^{-4}$
F6	5,14 – 5,46	$1{,}5\cdot10^{-4} – 3{,}7\cdot10^{-4}$

Tab. 7
Odhad matematickej nádeje lognormálne rozdelených hodnôt koeficientu prietočnosti T a koeficientu filtrácie k sedimentov skúšaných úsekov
Estimated mathematical expectance of lognormally distributed values of transmissivity T and hydraulic conductivity k in the tested intervals

Úsek	$E_L(T)$ [$m^2 \cdot s^{-1}$]	$E_L(k)$ [$m \cdot s^{-1}$]
F1	$1{,}24 \cdot 10^{-3}$	$6{,}81 \cdot 10^{-4}$
P1	$6{,}44 \cdot 10^{-4}$	$1{,}83 \cdot 10^{-4}$
F2	$1{,}84 \cdot 10^{-3}$	$1{,}74 \cdot 10^{-3}$
F3	$1{,}25 \cdot 10^{-3}$	–
F4	$1{,}70 \cdot 10^{-3}$	$5{,}00 \cdot 10^{-4}$
F5	$1{,}95 \cdot 10^{-3}$	$8{,}15 \cdot 10^{-4}$
F6	$1{,}13 \cdot 10^{-3}$	$4{,}63 \cdot 10^{-4}$

$E_L(T)$, $E_L(k)$ – matematická nádej lognormálne rozdelených hodnôt koeficientov prietočnosti T a filtrácie k
$E_L(T)$, $E_L(k)$ – actuarial expectation of lognormally distributed values of transmissivity T and hydraulic conductivity k

matematickej nádeje rozdelených hodnôt koeficientu prietočnosti T a koeficientu filtrácie k, stanovené pre jednotlivé skúmané súbory, ktoré mali dostatočný rozsah ($n \geq 10$), sú uvedené v tab. 7. Matematická nádej lognormálne rozdelených hodnôt koeficientu prietočnosti $E_L(T)$ sa pohybuje v rozpätí $1{,}13 \cdot 10^{-3}$ až $1{,}95 \cdot 10^{-3}$ s výnimkou o jeden rád nižšej hodnoty $E_L(T)_{P1} = 6{,}44 \cdot 10^{-4}$, stanovenej pre prolúviá v povodí Sekčova (P1). Hodnoty $E_L(k)$ ležia v rozpätí $1{,}83 \cdot 10^{-4}$ až $8{,}15 \cdot 10^{-4}$, tentoraz s výnimkou vyššej hodnoty $E_L(k) = 1{,}74 \cdot 10^{-3}$, platnej pre súbor údajov fluviálnych nivných sedimentov Torysy v oblasti Prešova.

Regionálne zhodnotenie priestorovej distribúcie chemického zloženia podzemných vôd v skúmanom území

Pôvod rozpustených látok v podzemných vodách fluviálnych sedimentov hodnoteného územia má v rozhodujúcej miere pôvod v chemickom a mineralogickom zložení hornín, v ktorých voda cirkuluje (litogénne), a v povrchovej vode (potamogénne). Podzemné vody prolúvií majú z uvedeného pohľadu výlučne litomorfný charakter.

Charakteristika chemického zloženia a kvality podzemných vôd skúmaného územia ako celku rozdeleného na jednotlivé úseky je zameraná na úroveň celkovej mineralizácie, zastúpenie typov vôd v Alekinovej a Gazdovej klasifikácii (Gazda, 1971), ako aj subfácií v molárnej klasifikácii (Jetel a Pačes, 1979).

V zmysle klasifikácie vôd podľa celkovej mineralizácie, ktorú zaviedol Alekin (1970), vody poriečnej zvodne v skúmaných kolektoroch patria k vodám so zvýšenou mineralizáciou (500 až 1 000 $mg \cdot l^{-1}$), v úseku F2 (od severného okraja Prešova po ústie Sekčova) sa vyskytujú vody s veľkou mineralizáciou (nad 1 000 $mg \cdot l^{-1}$). Celková mineralizácia v skúmanom území dosahuje hodnoty 0,3 – 2,6 $g \cdot l^{-1}$, s mediánom okolo 0,7 $g \cdot l^{-1}$. Alekinova klasifikácia chemického zloženia prírodných vôd vyjadruje, že typ $C^{Ca}{}_{II}$ mierne prevláda nad typom $C^{Ca}{}_{IIIa}$ a oba tieto typy majú výraznú prevahu nad typmi $C^{Ca}{}_{I}$ a $C^{Na}{}_{I}$. V zmysle molárnej klasifikácie chemického zloženia vôd sú subfácie C-Ca-Na a C-Ca-Mg zastúpené podstatne výraznejšie ako subfácie C-Ca-Cl, C-Na-Cl a C-Ca-S. V Gazdovej klasifikácii prevažujú vody vyhraneného a nevyhraneného základného typu Ca-(Mg)-HCO_3. Súčet koncentrácií Ca^{2+} a Mg^{2+} (tvrdosť vody) podzemných vôd kvartérnych kolektorov nadobúda hodnoty 1,6 až 8,6 $mmol \cdot l^{-1}$ s mediánom 4,0 $mmol \cdot l^{-1}$.

V zmysle všeobecnej schémy vertikálnej hydrogeochemickej zonálnosti (Jetel, 1970) možno v skúmanom území pozorovať prítomnosť podzón $C^{Ca}{}_{II}$, $C^{Ca}{}_{I}$ a $C^{Na}{}_{I}$ vrchnej (hydrogénkarbonátovej) zóny aj podzóny $Cl^{Na}{}_{II}$ spodnej (chloridovej) zóny. Najhojnejšie zastúpenie však majú vody najvrchnejšej podzóny $Cl^{Na}{}_{II}$, typické pre zvodne v kvartérnych kolektoroch a v pripovrchovej zóne, ktoré boli predmetom výskumu. Výskyt ostatných spomínaných podzón možno odôvodniť malou hustotou údajov, lokálnymi špecifickými podmienkami (rozpúšťanie ložísk halitu v malých hĺbkach pod povrchom) a častým výskytom anomálií, daných výstupom vôd z väčšej hĺbky po poruchových zónach.

Reprezentatívna charakteristika chemického zloženia podzemných vôd fluviálnych uložením Sekčova v oblasti od Fintíc po ústie Sekčova (F1) sa opiera o výsledky analýz zo 17 vrtov. Celková mineralizácia rastie až na hodnoty okolo 2,6 $g \cdot l^{-1}$, tvrdosť vody má pomerne značné rozpätie (1,9 až 7,6 $mmol \cdot l^{-1}$ Ca+Mg). Podzemné vody majú veľmi pestré chemické zloženie. Najhojnejším typom je $C^{Ca}{}_{IIIa}$, ktorý mierne prevažuje nad ostatnými, približne rovnako zastúpenými typmi ($C^{Ca}{}_{I}$, $C^{Ca}{}_{II}$, $C^{Na}{}_{I}$).

V tejto oblasti sú prítomné i podzemné vody s dominujúcim podielom chloridov (typy $Cl^{Na}{}_{II}$, $Cl^{Ca}{}_{IIIa}$), o čom svedčia najhojnejšie subfácie C-Ca-Cl, C-Ca-Na, C-Ca-Mg a C-Na-Cl, a síranov (dokumentuje to stanovený typ $S^{Ca}{}_{II}$). Prítomnosť chloridov v podzemných vodách môže byť podmienená rozpúšťaním halitu, indikuje však ich znečistenie (splaškovými, odpadovými i niektorými priemyselnými vodami). Zvýšená koncentrácia síranov v podzemných vodách v oblastiach mestských a priemyselných aglomerácií tiež svedčí o znečistení týchto vôd.

Priemerná kvalita podzemných vôd proluviálnych kužeľov v Šarišských Lúkach a v Nižnej Šebastovej je za súčasného stavu údajov pre ich malý počet ($n = 4$) iba naznačená. Podzemné vody z vrtov v skúmaných prolúviách sú oproti ostatným úsekom podstatne menej mineralizované, hodnota celkovej mineralizácie sa tu pohybuje okolo 0,4 až 0,7 $g \cdot l^{-1}$, s obsahom 2,3 až 4,1 $mmol \cdot l^{-1}$ Ca+Mg. Typ $C^{Ca}{}_{IIIa}$ výrazne prevláda nad typom $C^{Ca}{}_{II}$. Z hľadiska molárnej klasifikácie možno konštatovať, že vody z každého vzorkovaného hydrogeologického vrtu v proluviálnych sedimentoch predstavujú inú molárnu subfáciu.

Vody poriečnej zvodne v nive Torysy majú podobný charakter chemického zloženia. V Prešove (úsek F2) dokumentujú ich chemické zloženie údaje z 10 vrtov. V tomto úseku je celková mineralizácia v rámci skúmaného územia najvyššia, dosahuje hodnoty 0,6 až 2,1 $g \cdot l^{-1}$

s mediánom 1,1 $g \cdot l^{-1}$. Tvrdosť vody je tu vyjadrená hodnotami 2,0 až 7,2 $mmol \cdot l^{-1}$. Na tomto území boli zistené hlavne vody typov C^{Ca}_{IIIa}, menej C^{Ca}_{II}, subfácií C-Ca-S, C-Ca-Mg aj C-Ca-Na. V intraviláne obce Haniska boli 8 vrtmi navŕtané vody len jedného typu, a to C^{Ca}_{II}, patriaceho subfácii C-Ca-Na. Vody tejto pririečnej zvodne majú mineralizáciu 0,3 až 1,3 $g \cdot l^{-1}$ s priemerom okolo 0,7 $g \cdot l^{-1}$. Obsahujú 1,6 až 7,1 $mmol \cdot l^{-1}$ Ca+Mg.

Informácie o chemickom zložení vôd v úseku medzi s. okolím Kendíc a s. okrajom Drienova (F4) poskytli údaje zo 14 skúšaných úsekov hydrogeologických vrtov. Mineralizácia poriečnej zvodne sa pohybuje okolo 0,3 až 1,5 $g \cdot l^{-1}$ s najvyšším obsahom Ca+Mg v skúmanej oblasti – rovným 3,3 až 8,6 $mmol \cdot l^{-1}$. Z hľadiska Alekinovej klasifikácie chemického zloženia boli zastihnuté vody typu C^{Ca}_{II} zastúpené v podstatne väčšej miere ako vody typu C^{Ca}_{IIIa}. V Petrovanoch možno pozorovať zvýšenú koncentráciu dusičnanov (94,0 $mg \cdot l^{-1}$) a síranov (S^{Ca}_{IV}), ktorá je zrejme prejavom intenzívnej poľnohospodárskej činnosti. V klasifikácii podľa molárnych koncentrácií ide prevažne o fáciu C-Ca, najčastejšie v subfácii C-Ca-Mg.

O chemickom zložení vôd v území medzi Drienovom, Ličartovcami a Lemešanmi informuje súbor údajov (F5) z 12 skúmaných úsekov hydrogeologických vrtov. Celková mineralizácia sa v skúšaných úsekoch vrtov pohybuje okolo 0,6 až 1,4 $g \cdot l^{-1}$ s mediánom 0,8 $g \cdot l^{-1}$. Súčet koncentrácií Ca a Mg je rovný 3,6 až 5,7 $mmol \cdot l^{-1}$. Zastúpené sú typy C^{Ca}_{IIa} a C^{Ca}_{IIIa}, popri najčastejšej subfácii C-Ca-Na aj subfácia C-Ca-Mg.

Chemické zloženie v území od Šarišských Bohdanoviec po Košickú Polianku (F6) dokumentujú údaje zo 17 vrtov. Vody tu dosahujú mineralizáciu 0,5 až 1,3 $g \cdot l^{-1}$, tvrdosť vody charakterizujú hodnoty 3,0 až 5,7 $mmol \cdot l^{-1}$. Opäť dominujú typy C^{Ca}_{IIa}, C^{Ca}_{IIIa} i najčastejšie subfácie C-Ca-Na, tiež C-Ca-Mg. Zvýšená koncentrácia draslíka (subfácia C-Ca-K) v Košickej Polianke je zrejme zapríčinená sekundárnym zdrojom draslíka (splaškové vody, draselné hnojivá).

Chemické zloženie vody kvartérnych náplavov je výrazne modifikované antropogénnymi vplyvmi, ktoré sa prejavujú zvýšenou koncentráciou chloridov a síranov a celkovou mineralizáciou až 2,6 $g \cdot l^{-1}$. Pririečna zvodeň je intenzívne znečistená najmä v intraviláne Prešova, ostatné skúmané úseky vykazujú zhruba rovnakú úroveň kontaminácie. Významným zdrojom znečistenia podzemných vôd sú mestské a priemyselné odpadové vody (v Prešove) a poľnohospodárstvo (v obciach). Podzemné vody proluviálnych kužeľov sú pomerne málo znečistené. Celková mineralizácia je tu v porovnaní s nivami nižšia (s priemerom okolo 0,5 $g \cdot l^{-1}$). Toto tvrdenie však nemožno pokladať za jednoznačné pre malú hustotu údajov z týchto telies.

Analýza vzťahov medzi chemickým zložením podzemných vôd, hydraulickými parametrami skúmaných kolektorov a podmienkami prúdenia v poriečnych zvodniach Torysy a Sekčova

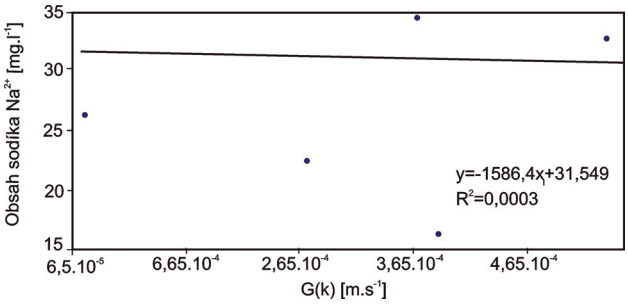
Pôvodným logickým očakávaným predpokladom výsledku predmetného hodnotenia bola skutočnosť, že hodnoty celkovej mineralizácie vody, resp. hodnoty obsahu jednotlivých prvkov podieľajúcich sa na tvorbe chemického zloženia podzemnej vody sa budú so vzrastajúcou priepustnosťou znižovať. Po analýze vzťahov medzi chemickým zložením podzemných vôd a hydraulickými parametrami skúmaných kolektorov bolo možné dospieť k poznatku, že medzi celkovou mineralizáciou, resp. obsahom Na^{2+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^{-}, SO_4^{2-} a HCO_3^{-} na jednej strane a geohydraulickými parametrami, predovšetkým geometrickým priemerom koeficientu filtrácie G(k), na strane druhej existuje štatisticky významná závislosť (obr. 2 až 8), ktorá je však opačná, akou bola vyššie uvedená pôvodná predstava.

Hodnoty vypočítaných štatisticky významných koeficientov korelácie (obr. 2 až 8) sa pohybujú v intervale r = 0,50 – 0,96 a charakterizujú pozitívnu závislosť medzi skúmanými premennými. Koeficienty determinácie sú tu rovné hodnotám v rozpätí r^2 = 0,253 – 0,917. Z uvedeného vyplýva, že priemerná hodnota celkovej mineralizácie i priemerného obsahu jednotlivých prvkov v skúmanom priestore je z 25 až 92 % určená ich priemernou úrovňou priepustnosti. Z 8 až 75 % je potom priemerná hodnota celkovej mineralizácie a koncentrácia uvedených zložiek ovplyvňovaná inými faktormi (hĺbkovou pozíciou, stratigrafickou pozíciou, litológiou, intenzitou prínosu zložiek z povrchovej vody a z priľahlých kolektorov a pod.).

S veľmi vysokou štatistickou istotou (P > 99 %) možno konštatovať reálnu existenciu korelačného vzťahu medzi koncentráciami a priemernou priepustnosťou G(k) pre celkovú mineralizáciu, Ca a Mg. Obdobne bolo možné s vysokou istotou prijať (P ≥ 95 %) hypotézu reálnej prítomnosti korelačného vzťahu pre závislosť koncentrácie sulfátov a hydrogénuhličitanov.

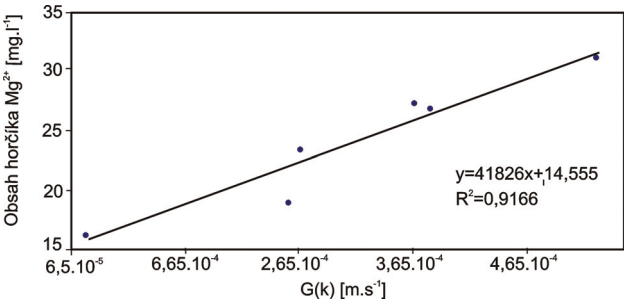
Vychádzajúc z vyššie uvedeného hodnotenia, možno konštatovať, že všetky skúmané súbory hodnôt sa od seba navzájom odlišujú celým radom charakteristík prúdenia a tvorby chemického zloženia podzemných vôd. V rôznych úsekoch študovaných zvodnencov sa uplatňuje rozličný podiel jednotlivých faktorov i odlišný stupeň ovplyvnenia chemického zloženia podzemných vôd z hľadiska doplňovania množstva podzemných vôd povrchovými tokmi (Torysou a Sekčovom). Pozdĺž toku sa chemické zloženie vody mení vplyvom antropogénnych efektov, hlavne rozdielneho stupňa urbanizácie, čo má za následok sekundárne znečistenie. Zmeny chemického zloženia podzemnej vody sú spôsobené i vplyvom prítokov. Z uvedených dôvodov sa tu neuplatňuje jednoznačná jednoduchá negatívna závislosť medzi priepustnosťou a celkovou mineralizáciou, resp. koncentráciami hlavných makrozložiek, ako na iných územiach, kde boli predmetom skúmania pomery vo viac-menej homogénnych geologických telesách s monotónnym a jednotným vývojom chemického zloženia podzemných vôd a konštantným podielom jednotlivých mineralizačných faktorov.

Vo vodách proluviálnych piesčitých štrkov skúmaného územia, pri priepustnosti (resp. prietočnosti) týchto kolektorov, veľmi podobnej priepustnosti ostatných skúmaných úsekov daných kolektorov, celková mineralizácia, resp. obsah jednotlivých zložiek, je podstatne (takmer



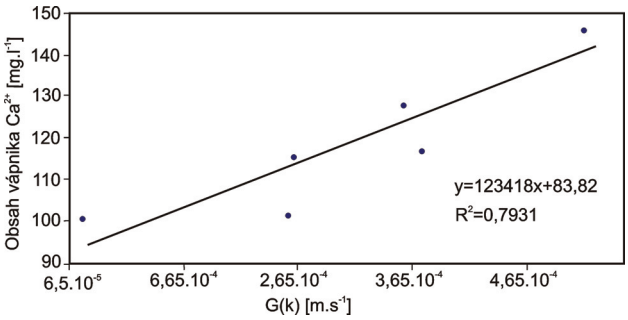
Obr. 3. Závislosť obsahu sodíka od koeficientu filtrácie.

Fig. 3. Dependance of the natrium content on hydraulic conductivity.



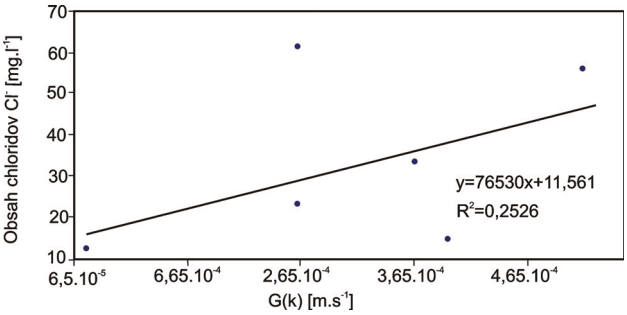
Obr. 4. Závislosť obsahu horčíka od koeficientu filtrácie.

Fig. 4. Dependance of the content of the magnesium on hydraulic conductivity.



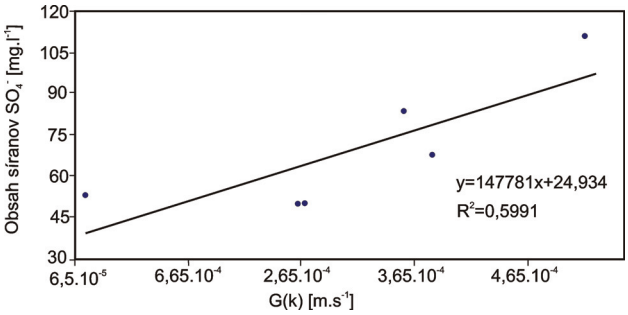
Obr. 5. Závislosť obsahu vápnika od koeficientu filtrácie.

Fig. 5. Dependance of the content of the calcium on hydraulic conductivity.



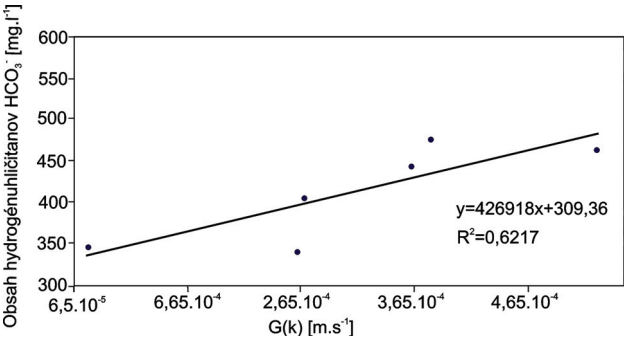
Obr. 6. Závislosť obsahu chloridov od koeficientu filtrácie.

Fig. 6. Dependance of the content of the chlorides on hydraulic conductivity.



Obr. 7. Závislosť obsahu síranov od koeficientu filtrácie.

Fig. 7. Dependance of the content of the sulphates on hydraulic conductivity.



Obr. 8. Závislosť obsahu hydrogénuhličitanov od koeficientu filtrácie.

Fig. 8. Dependance of the content of the hydrogen-carbonates on hydraulic conductivity.

o polovicu) nižšia ako celková mineralizácia fluviálnych uložení. Toto zistenie by mohlo potvrdzovať podané vysvetlenie vplyvu chemického zloženia povrchovej vody na chemické zloženie podzemných vôd, je však podložené len malým počtom údajov. Jednoznačné vysvetlenie príčinnej pozitívnej súvislosti medzi rastom koncentrácií a zväčšujúcou sa priemernou priepustnosťou je v skúmaných plytko uložených fluviálnych a proluviálnych kolektoroch zatiaľ otázne. Jedným z možných vysvetlení by mohla byť predstava o výraznejšom vplyve napájania z povrchového toku v úsekoch s vyššou priepustnosťou. Keďže voda Torysy od Prešova po ústie má celkovú mineralizáciu 0,51 až 0,79 g·l^{-1} (Rapant et al., 1995), pričom obsahuje zhruba okolo 200 mg·l^{-1} antropogénne podmienenej mineralizácie, je zrejmé, že vnikanie povrchovej vody z rieky zvyšuje celkovú mineralizáciu a koncentráciu jednotlivých zložiek v pririečnej zvodni. Táto skutočnosť svedčí v prospech podaného vysvetlenia pozitívnej závislosti jednotlivých koncentrácií vo vode pririečnej zvodne od priepustnosti a naznačuje jeho možnú reálnosť.

Zistenie pozitívnej korelácie medzi celkovou mineralizáciou, resp. koncentráciami väčšiny makrozložiek a priemernou priepustnosťou kolektorov pririečnej zvodne v podmienkach skúmaného územia možno pokladať za

prínos predmetného hodnotenia k poznaniu všeobecných hydrogeologických zákonitostí tvorby chemického zloženia podzemných vôd. Uvedenú závislosť by bolo potrebné overiť aj na ďalších tokoch s podobnými prírodnými a antropogénnymi danosťami.

Záver

Vychádzajúc zo zistených skutočností, možno hydraulické vlastnosti zvodnencov fluviálnych sedimentov dolného toku Torysy, chemické zloženie ich vôd a vzájomný vzťah charakterizovať nasledovne.

Všetky skúmané úseky fluviálnych piesčitých štrkov dnovej výplne nív Torysy a Sekčova i proluviálnych štrkov riských náplavových kužeľov z hľadiska úrovne priemernej priepustnosti v zmysle použitej klasifikácie (Jetel, 1982) prislúchajú III. triede priepustnosti (dosť silná priepustnosť), pričom intervaly spoľahlivosti hodnôt výberových geometrických priemerov koeficientu filtrácie G(k) zahŕňajú rôznu úroveň priepustnosti – s výnimkou úsekov Kendice – Drienov (F4), Šarišské Bohdanovce – Košická Polianka (F6) a fluviálnych uložení Sekčova (F1), ktorých intervaly spoľahlivosti hodnôt G(k) zodpovedajú tiež III. triede priepustnosti. Interval spoľahlivosti hodnoty G(k) skúmaného úseku Haniska (F3) zahŕňa silnú priepustnosť II. triedy. Do intervalu spoľahlivosti stanovenia hodnôt G(k) prolúvií (P1) spadá dosť silná priepustnosť III. triedy až po dosť slabú priepustnosť V. triedy. S intervalmi spoľahlivosti v rozsahu II. až V. triedy (silná až dosť slabá priepustnosť) zodpovedajú výberové priemery priepustnosti v úseku Prešov dosť silnej priepustnosti III. triedy. V úseku Drienov – Lemešany (F5) intervaly spoľahlivosti priemernej priepustnosti zahŕňajú priepustnosť II. a IV. triedy (dosť silná a mierna priepustnosť).

Z hľadiska šesťstupňovej klasifikácie prietočnosti (Krásný, 1993) sedimenty všetkých skúmaných úsekov predstavujú v rozsahu 90-percentného intervalu spoľahlivosti priemernej prietočnosti kolektory s vysokou a strednou prietočnosťou (II. až III. trieda). Vymedzené triedy naznačujú predpoklady využitia zvodnencov na vodovodné zásobovanie. Na odbery s menším regionálnym významom (menšie skupinové vodovody, väčšie obce a závody) je perspektívne využitie zvodnencov II. triedy. Zvodnence III. triedy majú predpoklady na využitie podzemnej vody väčšími odbermi pre miestne zásobovanie (menšie obce, poľnohospodárske závody).

Chemické zloženie podzemných vôd pririečnej zvodne v piesčitých štrkoch dnovej výplne nív Torysy a Sekčova i chemické zloženie podzemných vôd proluviálnych náplavov má prevažne kalciovo-magnéziovo-nátriovo--hydrogénkarbonátový charakter. Celková mineralizácia je výrazne zvýšená, najčastejšie sa pohybuje v rozpätí 0,3 až 2,6 $g \cdot l^{-1}$. Výnimkou je prolúvium (P1), kde celková mineralizácia nadobúda hodnoty okolo 0,5 $g \cdot l^{-1}$. Chemické zloženie vôd je pomerne pestré, ale najhojnejšie sú typy $C^{Ca}{}_{II}$ a $C^{Ca}{}_{III}$ (Alekin, 1970). V klasifikácii podľa molárnych koncentrácií (Jetel a Pačes, 1979) ide prevažne o fáciu C-Ca najčastejšie v subfáciách C-Ca-Na a C-Ca-Mg. Vody vykazujú hodnoty koncentrácie Ca^{2+} + Mg^{2+} v širokom intervale (1,6 až 8,6 $mmol \cdot 1^{-1}$). Vysoké znečistenie pririečnej zvodne v nivách skúmaných tokov dokumentuje celková mineralizácia s hodnotami nad 1,3 $g \cdot 1^{-1}$, naproti tomu vody proluviálnych kužeľov (P1) v skúmanej oblasti sú mineralizované podstatne menej (okolo 0,5 $g \cdot 1^{-1}$). Kontamináciu fluviálnych uložení spôsobujú antropogénne faktory.

Najdôležitejším poznatkom predmetného hodnotenia je, že medzi celkovou mineralizáciou, resp. obsahom Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^{-}, SO_4^{2-} a HCO_3^{-} na jednej strane a geohydraulickými parametrami na strane druhej existuje štatisticky významná závislosť, ale táto je opačná ako v pôvodnej predstave, t. j. čím vyššia je priepustnosť kvartérnych fluviálnych uložení Torysy a Sekčova, tým vyššie sú koncentrácie uvedených zložiek a celková mineralizácia vody. Možným vysvetlením príčinnej pozitívnej závislosti medzi rastom koncentrácií a zväčšujúcou sa priemernou priepustnosťou v skúmaných plytko uložených fluviálnych kolektoroch by mohla byť predstava o výraznejšom vplyve napájania z povrchového toku v úsekoch s vyššou priepustnosťou. V prospech tohto vysvetlenia svedčí i podstatne nižšia hodnota celkovej mineralizácie vo vodách prolúvií. Pomerne vysoká úroveň celkovej mineralizácie povrchových vôd Torysy v skúmanom území (v priemere až 0,8 $g \cdot 1^{-1}$) naznačuje, že pri vnikaní povrchovej vody do pririečnej zvodne brehovou infiltráciou sa zvyšujú priemerné obsahy hlavných zložiek v pririečnej zvodni. V priepustnejších častiach fluviálnych náplavov, kam môže povrchová voda prenikať s väčšou intenzitou, je toto zvýšenie výraznejšie, kým v menej priepustných častiach náplavov sa môže viac uplatňovať chemické zloženie vody dané priamou infiltráciou zrážkových vôd s nízkou celkovou mineralizáciou alebo laterálnym prítokom menej mineralizovaných podzemných vôd z priľahlých predkvartérnych kolektorov.

Tento článok vznikol vďaka podpore v rámci OP Výskum a vývoj pre projekt: 26220220064, spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

References

Aitchison, J. & Brown, J. A. C., 1957: The lognormal distribution. Cambridge University Press, Cambridge.

Alekin, O. A., 1970: Osnovy gidrochimii. *Gidrometeoizdat, Leningrad, 443 s.*

Gazda, S., 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. *Hydrogeol. Ročenka 1969 – 1970, Praha – Brno, 122 – 126.*

Janočko, J., 1990: Vplyv kvartérnej tektoniky na vývoj územia v severnej časti Košickej kotliny. *Miner. Slov. (Bratislava), 21, 421 – 425.*

Jetel, J., 1970: Scheme of hydrochemical zoning in the Bohemian Cretaceous and Permocarboniferous. *Věst. Ústř. Úst. geol., 45, 3, 183 – 186.*

Jetel, J., 1973: Logický systém pojmů – základní podmínka formalizace a matematizace v hydrogeologii. *Geol. Průzk., 15, 1, 13 – 17.*

Jetel, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. *Knih. Ústř. Úst. geol., 58, 248 s.*

Jetel, J., 1985: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. *Metod. Příruč. Ústř. Úst. geol., 1, 147 s.*

JETEL, J., 1995: Utilizing data on specific capacities of wells and water-injection rates in regional assessment of permeability and transmissivity. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1, 7 – 18.*

JETEL, J., 1996: Hydrogeológia. *In: Kaličiak, M. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny-južná časť. Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 123 – 158.*

JETEL, J., 2001: Neogén východnej časti Košickej kotliny – hydrogeologický rajón NQ-123. *Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

JETEL, J. & PAČES, T., 1979: A simple chemical classification of natural waters based on molar concentrations. *Věst. Ústř. Úst. geol., 54, 4, 233 – 235.*

KRÁSNÝ, J., 1993: Classification of transmissivity magnitude and variation. *Ground Water (US nat. Wat. Well Assoc. Columbus, O.), 31, 2, 230 – 236.*

MAZÚR, E., LUKNIŠ, M., BALATKA, B., LOUČKOVÁ, J. & SLÁDEK, J., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Slovenská kartografia, n. p., Bratislava.

RAPANT, S., VRANA, K. & BODIŠ, D., 1995: Geochemický atlas Slovenskej republiky – I. Podzemné vody. *Bratislava, GÚDŠ, 58 s.*

ŠUBA, J., BUJALKA, P., CIBUĽKA, Ľ., HANZEL, V., KULLMAN, E., PORUBSKÝ, A., POSPÍŠIL, P., ŠKVARKA, L., ŠUBOVÁ, A., TKÁČIK, P. & ZAKOVIČ, M., 1992: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. SHMÚ Bratislava, 308 s.

VASS, D. et al., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Rukopis doručený 19. 1. 2011
Revidovaná verzia doručená 10. 3. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 16. 3. 2011

The relation of the chemical composition of the groundwater of fluvial sediments in the overbank of the lower reach of Torysa river to the hydraulic characteristics of aquifers

Our hydrogeological survey done in the flood plain of lower Torysa river stream provides information not just about the values of defined hydraulic parameters, but points to relationship of these parameters to the chemical composition of the groundwater as well.

The vicinity of the lower Torysa river stream belongs to the N and NE part of the Košická kotlina Basin. According to the geomorphological division of the Slovak Republic, its territory links to Toryská pahorkatina Upland. Due to the regional hydrogeology of the Western Carpathians, area composes of the rayon NQ123 "The Neogene of the Košická kotlina Basin", built up mostly by Neogene, less Quaternary fluvial to proluvial deposits. For a definition of hydraulic characteristics, data of 146 hydrogeological projects were used, followed by setting-up of 7 sections labelled as F1-F6 for the fluvial and P1 for proluvial accumulations:

- Sekčov catchment flood plain sediments (F1)
- Sekčov catchment area associated proluvial sediments (P1)
- Torysa river flood plain sediments in the Prešov vicinity (F2)
- Torysa river flood plain sediments in the Haniska pri Prešove vicinity (F3)
- Torysa river flood plain sediments between Kendice and Drienovec area (F4)
- Torysa river flood plain sediments from Drienovec to Lemešany area (F5)
- Torysa river flood plain within the Šarišské Bohdanovce – Košická Polianka area (F6)

The calculations of the index of transmissivity and index of permeability were done following Jetel´s methodology, where our dates based on his three-level classification (Jetel, 1985) fall under the group IIb. Resulting transmissivity and hydraulic conductivity were defined, based on calculations of indexes of transmissivity and permeability according to the relation expressing a total calculated difference for the Quaternary sediments in the form of d = 0.07Y–0.09. The transmissivity was defined by the formula T = *anti*log(1.07Y–9.09) and hydraulic conductivity according the k = *anti*log(Z+d-9). The range of the calculated values is shown in Tabs. 3 and 4. Based on this, we can propose that following the classification of transmissivity of rocks (Krásný, 1993), the aquifers may be integrated within the II. class of transmissivity (sections F2, F3, F4, F5 and F6) with the low and medium variability (b, c) and sections F1 and P1 may fit to the III. class of transmissivity with a medium variability. While in the sense of eight-level classification of permeability of rocks (Jetel, 1973, 1982), with known values of hydraulic conductivity, the aquifers should be integrated into the IV. class of permeability with low (F4, F6, P1) and medium (F5) variability, asides section F3 with extremely high variability and F2 of high variability. The chemical evaluation of characteristics of rocks focuses to find out the total dissolved solids and describes the water according to molar, Alekin and Palmer classification. Due to the classification of waters according to the total dissolved solids, introduced by Alekin (1970), the riverine groundwater bodies related waters within the investigated aquifers are considered as waters with increased mineralization (500–1 000 mg·l^{-1}), however, in the section F2 (from the northern border of Prešov to the delta of Sekčov) waters with high mineralization (over 1 000 mg·l^{-1}) occur. The total dissolved solids in the investigated area reached values from 0.3 to 2.6 g·l^{-1}, with median around 0.7 g·l^{-1}. The Alekin´s classification of chemical composition of the natural water expresses that type C^{Ca}_{II} slightly prevails over the C^{Ca}_{IIIa} type, while both of them considerably prevail over the C^{Ca}_{I} and C^{Na}_{I} ones. Overall concentrations of Ca^{2+} and Mg^{2+} (water hardness) within the groundwater of Quaternary aquifers reach

values in the range of 1.6–8.6 mmol·l^{-1} with median 4.0 mmol·l^{-1}. Presented paper contains description of chemistry of individual investigated localities.

After the analysis, aimed to define an interaction between the groundwater chemistry and the hydraulic parameters, was done, the evidence of a real, significant statistical correlation for the T.D.S. (mostly due to Na^{2+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^{-}, SO_4^{2-} and HCO_3^{-} contents) with the hydraulic parameters and the hydraulic conductivity G(k) was expressed, however, contrary to our assumption, in the reverse relation. With a very high confidence (P ≥ 95 %), it is possible to accept a hypothesis of a correlated relation for a concentration of sulphates and hydrogen-carbonates as well.

At the end there may be stated, that the chemistry of the groundwater is considerably affected by the chemical composition of the surface waters supplying reservoirs within rocks of the high permeability, shown for example by comparing fluvial and Neogene groundwater bodies. While for the fluvial aquifers the water chemistry changes due to the increase or decrease in the density of urbanization, for proluvial aquifers the level of total mineralization is lower than in fluvial ones. This could represent one of those evidences confirming a theory that with increasing permeability the value of the total mineralization increases as well. The accordance of positive correlation between the total mineralization and the average permeability of aquifers in the riverine groundwater body may be considered as a contribution to general knowledge about the hydrogeological patterns of chemical composition of the groundwater. To confirm this assumption, an accomplishment of forthcoming hydrogeological tests in streams of similar parameters is needed.

Mineralia Slovaca, 43 (2011), 49 – 56
Web ISSN 1338-3523, ISSN 0369-2086

Slovenský „čínsky“ múr: mýty a pokus o realitu

DUŠAN HOVORKA[1] a IGOR TÚNYI[2]

[1]Zálužická 7, 821 01 Bratislava; dusan.hovorka@gmail.com
[2]Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava; tunyi@up.upsav.sk

Slovak “Chinese wall”: Myths and an attempt for explanation

Abstract: On the southern rim of the Middle Slovakia, along the river Hron, there is partly preserved a construction, which, based on its dimensions, has not an equivalent among the prehistoric or early historic constructions on the territory of the Slovak Republic. The paper presents the wall constructed of andesite volcanics and loess. The wall is known under several denominations: Long wall, Baked wall, Fossa giganteum, Roman road, Slovak Chinese wall a.o. Wall is 60 km long. It starts (on the south) at the river Danube and upstream follows along the western bank of the river Hron. It seams that south of the town Levice wall splits into two branches: one of them prolongs on the territory of the Late Tertiary volcanics to the Štiavnica stratovolcano. The other one follows the river Hron towards the Slovak Gate. In the paper we discuss namely the wall construction, used material, its volume and connected construction problems. Moreover, we present the geophysically determined age (approx. age = year zero ± 150 years) of the burning of the wall wooden constructions and we discuss the wall burning temperature.

Key words: historic wall, geophysical determination of the age, archeomagnetic measurements, village Bíňa, Slovakia

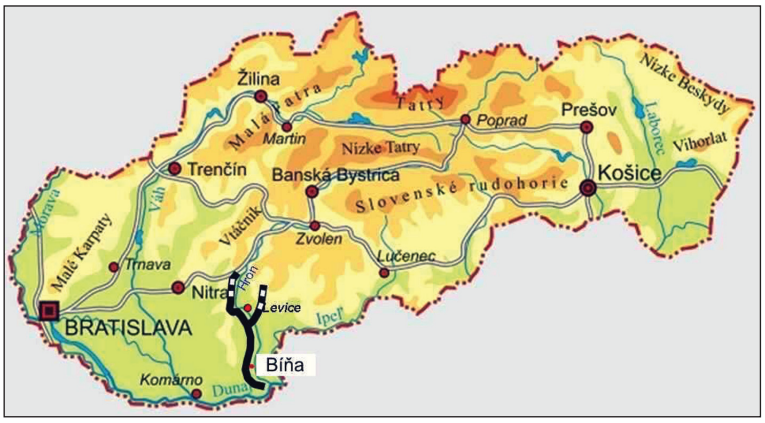
Úvod

Medzi unikátne stavby (a to nielen z pohľadu občanov Slovenskej republiky, ale aj v širšom kontexte) patrí aj kamenno-zemný val na dolnom toku Hrona. Doteraz sa ho nepodarilo časovo zaradiť. Od Dunaja pri Štúrove smerom na sever po západnom brehu Hrona sú jeho rôzne dlhé zvyšky evidované v jednotlivých úsekoch jeho priebehu. Dokumentujú pôvodnú, asi 60-kilometrovú dĺžku valu. Val v dolnom Honte predstavuje jednu zo známych, no doteraz neobjasnených líniových stavieb praveku – ranej historickej doby nášho územia. Faktom je, že jeho štúdiu sa doteraz venovali najmä historici/archeológovia, prípadne architekti, len v poslednej dobe aj geovedec (Harman, 1997). Vo svojich úvahách nevybočil z dobovo preferovaných predstáv, čo je jedna zo základných príčin toho, že téma dlhého valu je stále otvorená. Problematika stavieb z prírodných anorganických hmôt, kameňa a hliny, patrí v prvom rade do sfér skúmania geovedcov, ktorí dokážu určiť typ suroviny použitej na stavbu, miesto jej výskytu v prírode a ďalšie aspekty, a až následne archeológov, architektov a predstaviteľov ďalších vedných odborov.

Pravdepodobne najstaršou zmienkou o dlhom vale je údaj v listine z 13. storočia, kde sa uvedený fenomén uvádza pod označením „Fossa giganteum“, t. j. „val obrov“. Prvým, kto v slovenčine predstavil dlhý (spečený) val verejnosti, bol Kmeť (1900), kňaz, vzdelanec, predseda Muzeálnej slovenskej spoločnosti. No nebol to prvý autor, ktorý sa venoval problematike dlhého valu na Slovensku. Vo svojej práci súčasne jednoznačne rozlišoval medzi valmi budovanými okolo hradísk a líniovými valmi, medzi ktoré patrí aj diskutovaný val. Pred Kmeťom sa problematike valu venovali Rómer (1876) a Henslzmann (1878). Je pravdepodobné, že Kmeť (l. c.) práce týchto, ako aj českých bádateľov zaoberajúcich sa problematikou dlhých valov, poznal.

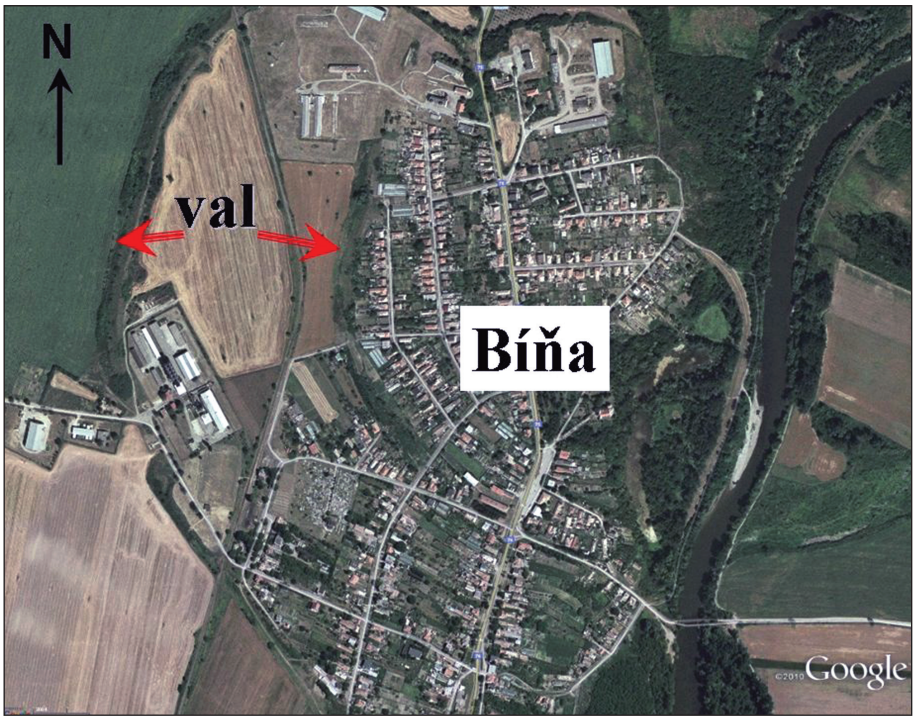
Prvé decéniá 20. storočia boli v problematike dlhého valu chudobné na nové zistenia. Neskôr predstavovali prelom práce Janšáka (1930, 1938, 1955, 1968), ktorý v pozdĺžnom pokračovaní valu objavil, precízne lokalizoval a zdokumentoval početné nové archeologické lokality. Spečenie blokov andezitov s hlinou považoval za produkt vysokej teploty úmyselne (intencionálne) založeného ohňa v záujme skvalitnenia technických vlastností stavby (valu). Počas terénnych archeologických výskumov na dolnom Ipli našiel a topograficky vyznačil priebeh valu od Šiah po ústie Ipľa do Dunaja.

Moderný archeologický výskum dlhého valu realizoval až Kolník (1978), resp. Kolník a Roth (1984). V záujme posunu poznatkov na vyššiu úroveň val v lokalite Čriepeš na V od Žemberoviec (1976) nechali otvoriť priečnou, strojovo hĺbenou ryhou. V telese valu identifikovali starú keramiku a zvyšky ohoreného dubového dreva. Výskum dokázal, že „prepálenie“ nie je dôsledkom úmyselného vypaľovania telesa valu – zvyšky drevnej hmoty totiž už boli pred spálením čiastočne spráchnivené. Pri vymenovávaní aktivít v záujme komplexného poznania valu, ale najmä jeho popularizácie vo verejnej sfére, má nezastupiteľné miesto film Dvořáka a jeho spolupracovníkov.



Obr. 1. Lokalizácia Dlhého valu a detail pozície Dlhého valu pri obci Bíňa. Šírka záberu v detaile je 1 600 m. Ortofotomapa prevzatá z Google Earth (2010). © EUROSENSE.

Fig. 1. Location of the Long wall and a detail of its position at the village Bíňa. With of view in the detail is 1 600 m. Orthophotographic view taken from the Google Earth (2010). © EUROSENSE.



Lokalizácia a účel valu

K dlhým valom v strednej Európe patria aj valy medzi Dunajom a Tisou (tzv. sarmatský val; Soproni, 1878) v Maďarsku, ale aj valy v Sedmohradsku, Srbsku a iných krajinách Európy. Na vale nášho územia možno vidieť akési rozdvojenie – časť valu v jeho južnom priebehu sa uvádza z oblasti Bíne a Kamenína až k Dunaju. Takto priebeh valu predstavuje virtuálne Y, pričom vetvenie je lokalizované v oblasti južne od Levíc (obr. 1). Severozápadná vetva pokračuje od Levíc smerom na sever okolo obce Tekov. Kmeť (1900) priebeh valu predĺžil až ku Zvolenu. Dokonca existuje jeho priebeh, schematicky nakreslený od Dunaja po Žilinu.

Pri obci Bíňa (obr. 2) sú zachované 2 relikty valov, tvoriace oblúky vyklenuté k západu. Oblúk blízko obce je kratší, vonkajší oblúk je dlhší. Obidva sú vyznačené v mape mierky 1 : 10 000 (obr. 3). Časť autorov, a to počnúc Kmeťom (l. c.), uvádza 2 paralelné valy: jeden je na západnom brehu Hrona, druhý na západnom brehu Ipľa. Pre predpokladaný val pri Ipli však chýbajú jednoznačné záchytné body (zachované úseky), ako je to v prípade valu pri Hrone.

Celkovo je val detegovateľný len na oddelených miestach (obr. 4), pričom najmä jeho výskyty južne od Levíc, v ktorých základným materiálom sú rôzne druhy hlinitých sedimentov, rýchlo mizne zásahmi poľnohospodárov, ale aj obyvateľov obcí. Tí poslední používajú jeho hmotu ako planírovací materiál na vyrovnávanie nerovností v záhradách a pod.

Okrem valov, ktoré na početných miestach Slovenska ohraničovali menšiu plochu (sídlisko), diskutovaný val je s jednoznačne čiastočne zachovanou líniovou stavbou. Predstavuje veľmi pravdepodobne jednu zo súčastí fortifikačného systému, zatiaľ neznámeho veku. Mohlo ísť o obranný múr proti nájazdom východných trácko-skýtskych kmeňových zoskupení alebo Kimerov, Skýtov, Keltov či Dákov a – nevýrazne neskôr jazdných oddielov nomádskych Hunov.

Pomenovania

Fossa giganteum („val obrov“)
dlhý val (Kmeť, 1900)
Teufelsmauer (čertov múr)
rimanská cesta (Kmeť, 1900)
slovenský čínsky múr (Harman, 1997)
spečený val

Základné údaje:

i) Val je 2,5 – 3 m vysoký, na báze až 12 – 15 m a na temene 2 – 4 m široký, v podstate vodorovný, plochý.

i) Svahy valu majú sklon približne 45°. Na západnej strane valu, ale lokálne na jeho obidvoch stranách, je pozdĺž jeho predĺženia pozorovateľná negatívna forma reliéfu s prehĺbením priemerne 1 – 1,5 m (obr. 5). Je to spôsobené deficitom hmoty použitej na stavbu valu v prípade, že ide o úsek valu lokalizovaný v rovinnej oblasti južne od Levíc.

i) V tej časti valu, ktorá od Levíc smeruje do centra štiavnického stratovulkánu (napr. zachovaný úsek valu pri Pečeniciach, pričom jeho priebeh smerom na juh je uvádzaný od Súdoviec), boli základným stavebným materiálom valu rôzne veľké bloky vulkanických hornín, prevažne rôznych typov andezitov.

i) Ekvivalentom prehĺbeniny pozdĺž valu v prípade lokalizovania valu na periférii štiavnického stratovulkánu po jeho obidvoch stranách možno pozorovať prítomnosť len veľkých blokov, ktoré nemohli premiestniť jeden či dvaja muži. Menšie bloky do hmotnosti 40 – 50 kg boli selektívne povyberané a umiestnené do konštruovaného valu. Súčasťou hmoty valu sú aj rôzne veľké bloky troskovej lávy (obr. 6). Tá reprezentuje najvrchnejšie časti lávových telies, z ktorých po unikajúcich vulkanických plynoch a vodných parách zostali – v prevažne rýchle utuhnutej, a preto sklovitej hmote – početné rôzne veľké póry. Tieto bloky majú v dôsledku veľkého špecifického povrchu, kde sa ako prvé prejavujú zvetrávacie procesy,

Obr. 2. Dlhý val západne od Bíne (traktor ako mierka).

Fig. 2. Long wall west of the village Bíňa (agricultural tractor as a scale).

Obr. 3. Dlhý val (tvorený blokmi andezitov) pri Pečeniciach.

Fig. 3. Long wall (formed by the andesite blocks) at the village Pečenice.

Obr. 4. Iný úsek Dlhého valu pri Pečeniciach.

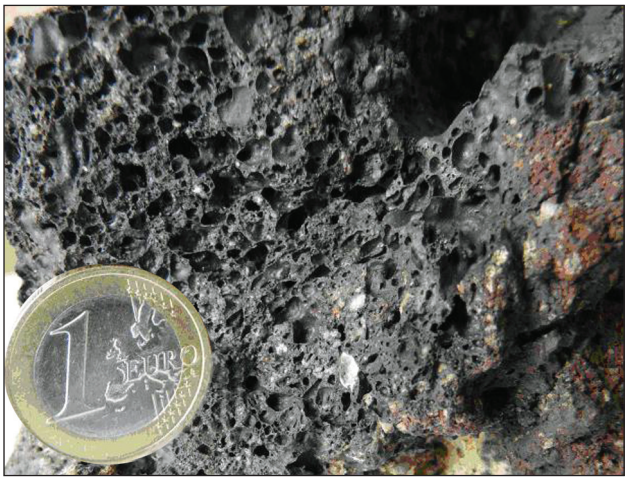
Fig. 4. Further segment of the Long wall at the village Pečenice.

Obr. 5. Rez Dlhým valom na s. od Levíc.

Fig. 5. Cross-section through the Long wall north of the town Levice.

Obr. 7. Soliflukciou deformované tmavé (popolové) polohy vo vale pri Bíni.

Fig. 7. Dark (ashy) interbeds being deformed by the solifluction in the wall at the village Bíňa.



Obr. 6. Sklovitá porézna andezitová láva z valu pri Pečeniciach.

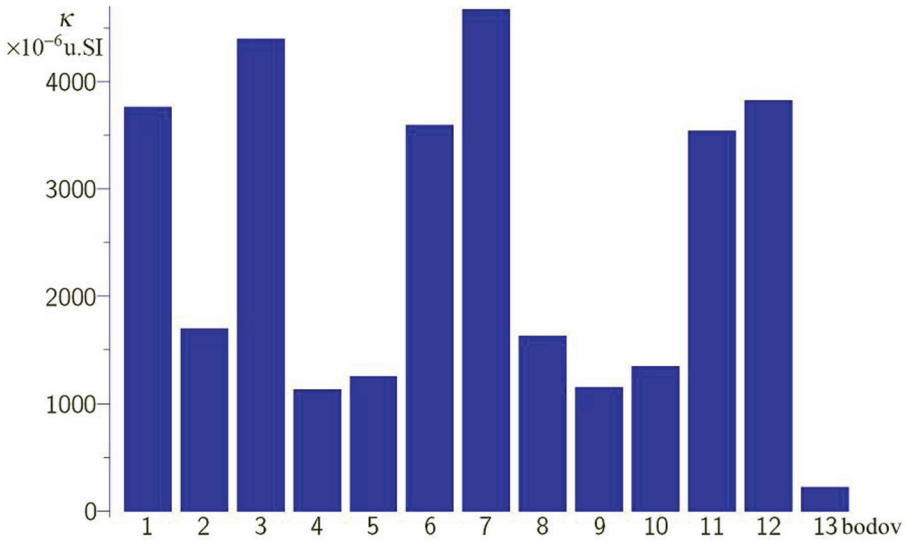
Fig. 6. Glassy porous andesite sample of lava from the wall at the village Pečenice.

rôzne sfarbenie: špinavožlté, žltohnedé, tabakovohnedé až hnedočierne. Po preštudovaní množiny takýchto blokov sme dospeli k záveru, že práve vysoko porézne bloky tvorené prevládajúcim vulkanickým sklom mohli zvádzať v minulosti k predstave, že ide o žiarou ohňa „spečené“ vulkanické horniny a hlinité sedimenty.

i) Západne od obce Bíňa, v tesnej blízkosti záhrad sme v sprašových hlinách valu zistili niekoľko nad sebou deponovaných tmavých polôh premenlivej mocnosti, v ktorých je podstatne zastúpená vyhorená pôvodne organická hmota. Tieto polohy sú deformované soliflukciou, uplatnenou na svahu valu (obr. 7).

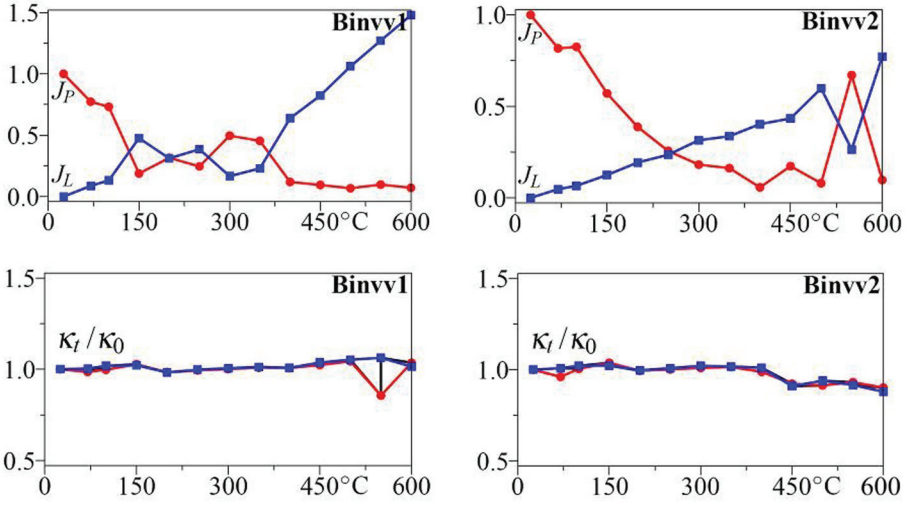
i) Asi 1 m od uvedeného výskytu polôh hlín s podstatným podielom popola sme zaevidovali „odskok“ priliehajúcich segmentov valu do strany asi o 3 – 4 m. Na tomto mieste sa pôvodne pravdepodobne nachádzal vstup do priestoru za val. Mohla to byť drevená konštrukcia v podobe strážnej veže – vstupného otvoru. Drevená konštrukcia po vyhorení poskytla uvedené polohy, ktoré vznikli jej spálením. Na tomto mieste sme zistili soliflukciou deformované polohy organického materiálu (popola).

i) Jedným z doteraz neprediskutovaných problémov valu bol objem hmôt potrebných na jeho konštrukciu. Ak predpokladáme jeho celkovú dĺžku 60 km, pričom bežný meter telesa valu spotreboval 15 – 20 m^3 hmoty, vychádza, že na jeho konštrukciu bolo potrebných 900 000 – 1 200 000 m^3 kameňa a hliny. V prípade, ak akceptujeme, že jeden muž za pracovný deň vykopal, naložil do koša a preniesol na vzdialenosť 20 – 30 m s prevýšením 2 – 3 m asi 1,5 m^3 uvedených hmôt, z uvedeného vyplýva, že na postavenie valu bolo potrebných približne 700 000 – 800 000 pracovných dní. A uvažujme ďalej. Do konštrukcie valu boli zakomponované aj drevené súčasti (palisády, strážne veže); najpravdepodobnejšie išlo o dubové kmene stromov. Bolo potrebné ich vyrúbať, zbaviť konárov, premiestniť a zakomponovať do konštrukcie valu. Aj táto činnosť si vyžadovala veľké a časovo náročné úsilie. Ak počítame s prácou 1 000 mužov, postavenie zemných častí valu by im trvalo 600 až 650 pracovných dní, pri práci 10 000 mužov by si postavenie valu vyžadovalo asi 60 dní. K nim musíme pripočítať práce potrebné na opracovanie, premiestnenie a zakomponovanie drevených súčastí do valu. Pri práci s drevom uvažujeme o polovici času potrebnom na zemné práce. Tým sa počet „človekodní“ podstatne zvýši. Jednou z nezodpovedaných otázok zostáva: kto postavil dlhý val? Pritom si uvedomujeme, že osídlenie tejto časti Slovenska pred približne 2000 rokmi bolo podstatne redšie ako je dnes. Mohli to byť otroci, miestne obyvateľstvo, ale aj vojaci. V každom prípade stavba takého kolosálneho diela, akým je Dlhý val na dolnom Hrone, si vyžadovala vysokú organizovanosť práce, ktorú mohla v danej dobe zrealizovať pravdepodobne iba armáda.



Obr. 8. Magnetická susceptibilita pôd z valu pri Bíni.

Fig. 8. Soil magnetic susceptibility from the wall at the village Bíňa.



Obr. 9. Demagnetizačné (J_P) a magnetizačné (J_L) krivky získané metódou dvojitých náhrevov (McElhinny a McFadden, 2000) a krivky tepelnej závislosti magnetickej susceptibility (κ) vzoriek z valu pri Bíni.

Fig. 9. Demagnetization (J_P) and magnetization (J_L) curves obtained by the double heating method (McElhinny and McFadden, 2000) and the courves of the thermal dependence of the magnetic bulk susceptibility (κ) of the samples from the wall at the village Bíňa.

Aký starý je Dlhý val?

Od prvého zverejnenia problematiky valu v slovenčine (Kmeť, 1900) stále nezodpovedanou otázkou zostáva vymedzenie časového úseku jeho konštrukcie, pričom boli vyslovené názory viažuce stavbu valu od strednej bronzovej doby po raný stredovek. K vyriešeniu problematiky sa najviac priblížil Kolník (1999). Z valu vykopaných obhorených driev dal urobiť analýzy C^{14}, no výsledky sa nepodarilo jednoznačne interpretovať. Berúc do úvahy výsledky podobných valov na území Maďarska, Kolník (l. c.) sa prikláňa k názoru, že stavba valu prebehla na konci doby rímskeho impéria v strednej Európe, t. j. v 4. storočí n. l.

Na základe zistenia Kolníka (l. c.) o čiastočne spráchnivenom charaktere drevnej hmoty identifikovanej v strojovo realizovanej ryhe pri Žemberovciach predpokladáme, že obdobie medzi postavením opisovaného valu a jeho pálením nebolo dlhšie ako 50 – 70 rokov.

Magnetické a archeomagnetické merania

Nejednotnosť materiálu Dlhého valu sa prejavuje aj v rôznosti jeho magnetických vlastností. V tejto etape výskumu sme merali magnetickú susceptibilitu vzoriek zemín (spraší), z ktorých je vybudovaná časť valu. V prípade dvoch kopaných sond do svahu valu v záreze železnice pri Bíni sme zistili nasledujúcu/takúto stratifikáciu: Vrchná vrstva bola tvorená zeminou hnedej farby, medzivrstva má tmavohnedú až čiernu farbu a spodná poloha je opätovne hnedá a sypká zemina.

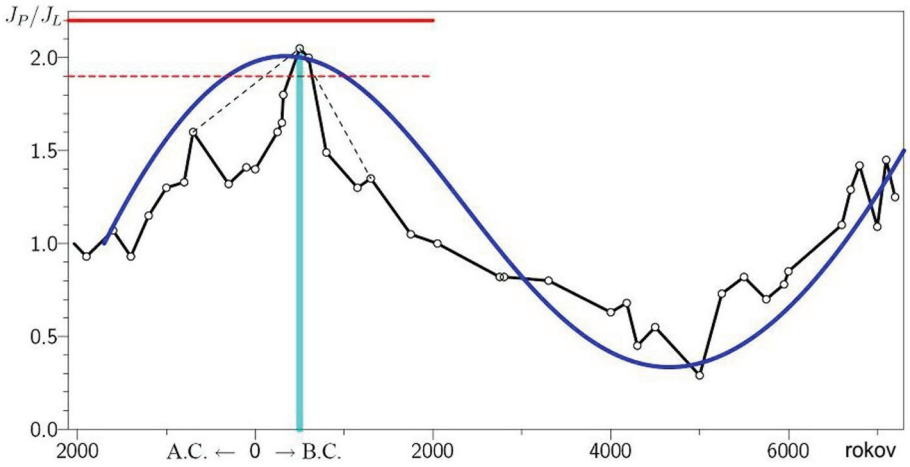
Vzorky pre laboratórne merania boli odobraté náhodne na 13 miestach kopaných sond. Vyhodnotenie laboratórnych meraní ukázalo, že ide o dva druhy magnetického materiálu. Prvú skupinu tvoria zeminy magneticky silnejšie s vyšším obsahom nositeľov magnetizmu: magnetitu, hematitu, biologického magnetitu, magnetických sulfidov a pod., pre ktoré je charakteristická susceptibilita v rozsahu hodnôt 3 542 – 4 675 $\cdot 10^{-6}$ u.SI (ide o odberové miesta

11, 6, 1, 12, 3 a 7; obr. 8). Druhú skupinu tvoria zeminy magneticky slabšie, so susceptibilitou v intervale 1 134 až 1 701 · 10^{-6} u.SI (odberové miesta 4, 9, 5, 10, 8 a 2; obr. 8). Z uvedených rámcov sa vymyká vzorka z odberového miesta 13, ktorá je magneticky zreteľne najslabšia – jej susceptibilita má hodnotu 220 · 10^{-6} u.SI. Ani zloženie a farba tejto vzorky nemajú v danom súbore ekvivalent. Ide o mikroporézny ľahký špinavobiely uhličitan, vzniknutý v procese dekarbonizácie spraší.

V už uvádzanom „odskoku“ valu západne od obce Bíňa, kde predpokladáme pôvodnú vstupnú bránu aj s drevenou konštrukciou strážnej veže, sme na svahu valu objavili zvrásnené a segmentované polohy tmavosivej farby od organického materiálu (popola?). Polohy sú detailne zvrásnené (obr. 7), čo je pravdepodobne dôsledkom pohybov zemín (soliflukcie) na svahu valu. V tesnej blízkosti uvedených tmavých polôh sme našli kus (s objemom asi ¼ štandardnej tehly) evidentne teplotne ovplyvnenej tvrdej zeminy. Z tohto kusa sme pripravili dve vzorky vhodné pre archeomagnetické stanovenie veku valu, resp., keď došlo k prepáleniu zeminy. Meranie bolo realizované metódou dvojitých náhrevov (McElhinny and McFadden, 2000). Merania boli robené v paleomagnetickom laboratóriu GFÚ SAV v Bratislave. Uvedená metóda spočíva v tom, že sa vzorka postupne tepelne demagnetuje, pričom sa pri každom teplotnom kroku odstraňuje časť pôvodnej magnetizácie, vzniknuvšej v čase vypaľovania vzorky. Zároveň sa pri chladnutí z rovnakých teplôt vzorka magnetuje v súčasnom geomagnetickom poli. Keďže magnetizácia vzorky je priamo úmerná magnetujúcemu poľu, z porovnania pôvodnej a novozískanej magnetizácie zistíme pomer intenzity geomagnetického poľa v čase vzniku termálnej magnetizácie vo vzorke k intenzite dnešného geomagnetického poľa. Z archeomagnetickej krivky (škály), ktorá určuje pomer veľkosti geomagnetického poľa v historickej minulosti a veľkosti dnešného poľa, odhadujeme dobu vypaľovania vzorky. Výsledky meraní sú zobrazené na obr. 9, kde krivky J_P predstavujú demagnetizáciu pôvodnej magnetizácie vzorky a krivky J_L vznikajúcu laboratórnu magnetizáciu.

Okrem nich sú na obr. 9 uvedené aj diagramy magnetickej susceptibility, meranej po každom teplotnom kroku. Táto veličina je významným indikátorom fázových zmien vo vzorke počas náhrevu. Keďže priebeh susceptibility sa prakticky ani v jednej vzorke nemenil, pričom boli nahrievané do teploty 600 °C, môžeme predpokladať, že pri náhreve predmetnej zeminy (pri požiari vstupnej brány a pri nej lokalizovanej drevenej veže/veží) bola teplota žiaru minimálne 600 °C.

Samotné odvodenie veku požiaru je predstavené v tab. 1 a na obr. 10. V tab. 1 sú uvedené základné magnetické charakteristiky (magnetizácia a susceptibilita) obidvoch skúmaných vzoriek, teplotné kroky, pri ktorých bol pomer



Obr. 10. Priebeh intenzity magnetického poľa Zeme podľa archeomagnetických výskumov v Československu (Bucha, 1975) s vyhladenou krivkou časovej variácie a intervalom získaných hodnôt J_P/J_L (tab. 1).

Fig. 10. Changes of the intensity of geomagnetic field by the archeomagnetic investigation in Czechoslovakia (Bucha, 1975) with smoothed curve of the time variation and with the obtained interval of values J_P/J_L (tab. 1).

Tab. 1
Výsledky archeomagnetických meraní dvoch vzoriek z valu pri Bíni
Results of the archeomagnetic measurements on two samples from the wall at the village Bíňa

Lokalita	Číslo vzorky	J_0[nT]	κ_0 x 10^{-6} u.SI	Krok x 10 °C	J_P/J_L
Bíňa	1	3 295	1 311	70, 100, 200, 250, 400	2,21 ± 0,32
	2	1 638	421	100, 300, 350, 400, 450	

J_0 – pôvodná magnetizácia vzoriek, κ_0 – pôvodná susceptibilita vzoriek, steps – kroky, pri ktorých bol pomer J_P/J_L počítaný, J_P/J_L – pomer intenzity geomagnetického poľa v čase vypaľovania vzorky a intenzity súčasného magnetického poľa (stredná hodnota ± štandardná odchýlka)
J_0 – initial magnetization of specimens, κ_0 – initial magnetic bulk susceptibility of specimens, steps – temperature at which the ratio J_P/J_L was calculated, J_P/J_L – ratio of geomagnetic field intensity in the time of the sample burning and the recent magnetic field intensity (mean value ± standard deviation)

J_P/J_L počítaný, a samotný pomer J_P/J_L, vypočítaný ako priemer a štandardná odchýlka zo všetkých meraní. Obr. 10 predstavuje archeomagnetickú krivku pre Československo (Bucha, 1975) a naznačený (reálny) interval získaných hodnôt J_P/J_L (interval 2,21 + 0,32 je nereálny). Okrem experimentálnej krivky je vynesená aj vyhladená krivka pre časové obdobie 2000 p. n. l. – 700 n. l. Opatrný odhad na časovej osi diagramu dokumentuje, že k inkriminovanému požiaru mohlo dôjsť v čase okolo začiatku nášho letopočtu (pravdepodobne medzi rokmi 0 až 150 p. n. l.).

Identickú metódu použili Tirpák a Orlický (1986) na stanovenie vekov niektorých archeologických objektov Dlhého valu. V ich súbore sú zahrnuté rôzne vzorky, ktoré boli premenené žiarou ohňa, žiaľ, vzorky z Nového Tekova a Žemberoviec sú bez charakteristiky analyzovaného objektu/predmetu.

Diskusia a závery

Na vznik „prepáleného“ valu je potrebná vysoká teplota. Ako prvý ju predpokladal Kmeť (1900), v poslednej dobe napr. aj Supuka (2000). Vychádza to zo známej a v geovedných kruhoch všeobecne akceptovanej skutočnosti, že solidifikácia (chladnutie, tuhnutie) andezitovej lávy je pri postupnom teplotnom spadu ukončená asi pri 860 °C. Teda minimálne takúto teplotu je nutné očakávať pri opačne nasmerovanom procese, t. j. pri postupnom zvyšovaní teploty andezitu v momente, keď chladný andezit začne postupne mäknúť a nakoniec aj tiecť. No to už prebieha pri teplote nad 1 150 °C, ktorá by podľa doterajších predstáv mala byť výsledkom žiaru horenia dreva, pričom malo dôjsť k „prepáleniu“, čiže spečeniu, na styku usadenej horniny a andezitovej lávy, resp. plastického „cesta“ andezitu.

Vysoká teplota by podľa doterajších autorov (prvým bol Kmeť, 1900; prakticky všetci po ňom nasledujúci autori) mala byť dôsledkom žiaru zapálenej palisády a iných drevených súčastí valu. Horenie drevených konštrukcií valu bolo logickým dôsledkom obdobia útoku, a to bez ohľadu na to, či zapálenie bol akt obrancov alebo útočníkov. Ďalej uvažujme spolu: súčasťou konštrukcie valu boli aj kmene a konáre listnatých stromov (na dolnom toku Hrona rastú len tie), ktoré na „nárazovej“ (smer očakávaného útoku) strane valu boli až z ¾ plochy obklopené zeminou. Preto kmene nehoreli (nedostatočný prístup vzduchu v častiach kmeňov obklopených zeminami), ale len tleli. Tlenie žiadneho druhu dreva neposkytuje vysokú teplotu.

Opísané produkty „prepálenia“ materiálu valu stotožňujeme s troskovými, vysoko poréznymi blokmi andezitovej lávy. Tie v dôsledku vysokého špecifického povrchu zvetrávajú intenzívnejšie ako zvetráva kompaktný homogénny blok andezitu. Dôsledkom uvedeného procesu sú pestré náletové farby poréznych a zároveň sklovitých (dôsledok rýchleho chladnutia andezitovej lávy vo vrchnej časti lávových prúdov) blokov andezitu (obr. 6). Dôsledkom zvetrávacích procesov sú výrazné pestré farby takýchto blokov. Sú žlté, žltohnedé, tabakovohnedé až hnedočierne. Farby sa striedajú aj v rámci jedného bloku.

V záujme komplexnosti problematiky považujeme za potrebné uviesť, že v tých častiach valu, kde na jeho konštrukciu neboli použité bloky vulkanických hornín, t. j. približne od Levíc na juh, vytvrdnuté kusy hlinitých sedimentov predstavujú produkt pôsobenia žiaru ohňa. Oheň však ovplyvnil stavebný materiál valu len veľmi lokálne – na miestach drevených konštrukcií veží či iných drevených súčastí valu. Pritom aj v tomto prípade ide len o nízko, resp. stredno teplotný efekt pôsobenia na sedimentárne horniny. Pri vysokých teplotách by totiž došlo k vypáleniu podobne, ako je to v prípade neolitických hrnčiarskych výrobkov. Okrem toho pri teplotách okolo 800 °C a viac vo vypaľovanom hrnčiarskom črepe dochádza k rekryštalizácii hrnčiarskeho cesta (premene ílových minerálov) za vzniku vysoko teplotných metamorfogénnych minerálov s vysokým obsahom hliníka (sillimanitu, mullitu, granátu, korundu, Al-spinelu a i.). A tie sme ani pri mikroskopickom štúdiu skúmaných kusov tepelne vytvrdených hmôt nezistili.

Iným možným vysvetlením je, že „vypaľovanie“ valu bola cieľavedomá (intencionálna) činnosť jeho budovateľov, aby týmto procesom spôsobili väčšiu homogenitu a vyššiu tvrdosť valu. Proti uvedenej alternatíve svedčí len objemovo nepodstatná prítomnosť tepelne prepracovaných hlín (po realizovaných zemných prácach autormi tejto state, preto usudzujeme), že objem tepelne stvrdnutých častí valu bol nižší ako 1 – 3 % objemu hmoty valu.

Val sme študovali na niekoľkých zachovaných úsekoch, prakticky v jeho celej dĺžke. Predpokladaný pozdĺžny transport materiálu valu (napr. Supuka, 2000) pri jeho stavbe nepotvrdzujeme. Vo všetkých úsekoch bol budovaný z výrazne lokálneho materiálu (andezitových blokov inkl. sklovitých troskovitých častí andezitových prúdov a rôznych, v podstate odvápnených typov spraší).

Na západnom okraji obce Bíňa v zemnom segmente valu je zreteľne pozorovateľný bočný „odskok“ valu asi o 3 až 4 metre. Na svahu valu tesne pri tomto fenoméne sme zistili prítomnosť niekoľkých soliflukciou deformovaných polôh tmavosivej farby, uložených nad sebou bez zvyškov dreva. Predpokladáme, že pôvodne išlo o strážnu vežu so vstupnou bránou za val – ich zhorením vznikli tmavé vrstvy s vysokým podielom spálenej organickej hmoty.

References

Benkovics, Z., 2001: Pečenický obranný val. Záhadná stavba na území Slovenska. *Fantastická fakta plus, 1, 15 s.*

Bucha, V., 1975: Geomagnetické pole a jeho přínos k objasnění vývoje Země. *Praha, Academia, 366 s.*

Dvořák, P., 1999: Záhada dlhých valov. Krátkometrážny film STV. Odborní poradcovia: V. Furmánek a Z. Kolník.

Fiedler, U., 1986: Zur Datierung der Langwelle an der mittleren und unteren Donau. *Arch. Korrbl., 16, 457 p.*

Furmánek, V., Veliačik, L. & Vladár, J., 1991: Slovensko v dobe bronzovej. Bratislava.

Harman, M., 1997: Slovenský čínsky múr. *Slovenská republika – víkend, 4, 50/286, 20 s.*

Henslzmann, K., 1878: Úti jegyzetek. *Archaeológiai Értesitö, 12, 248 s.*

Horedt, K., 1968: Zur Frage der Datierung der grossen Erdwalle im Karpatenbecken. *Kwart. hist. kultury materialnej, 16, 39 – 54.*

Horedt, K., 1977: Zur Frage der Datierung der grossen Erdwälle an der Mittleren und unteren Donau. Actes du IXe Congés international d´études sur les frontiers romaines. Bucurest--Köln-Wien, 207 pp.

Horedt, K., 1985: Recenzia: Garam, É., Patay, P. und Soproni, S.: Wallsystem im Karpatenbecken. Germania, 63, 589 pp.
Janšák, Š., 1930: Opis hradiska v Pečeniciach s polisoármi. *Sbor. Muz. slov. Spoloč., 54 – 56.*
Janšák, Š., 1938: Staré osídlenie Slovenska. Dolný Hron a Ipeľ v praveku. *Sbor. Muz. slov. Spoloč., 94 – 96.*
Janšák, Š., 1955: Nález polisoárov na Slovensku. *Archeol. Rozhl., 7, 1, 12 – 19, 38.*
Janšák, Š., 1964: K problematike predhistorických hradísk na Slovensku. *Nitra, Štud. Zvesti Archeol. Úst. SAV, 13, 14 – 18.*
McElhinny, M. W. & McFadden, P. L., 2000: Paleomagnetion continents and oceans. *Acad. Press, Santago, 386 p.*
Kmeť, A., 1900: Sitno a čo z neho vidieť. *Tovaryšstvo III, 119 – 120.*
Kmeť, A., 1924: Sitno a jeho široké okolie. *In: Medvecký, K. A. (ed.): Andrej Kmeť, jeho život a dielo. Bojnice, 145 – 152.*
Kolník, T., 1977: Anfänge der germanischen Besiedl. u, C. ng in der Sudwestslowakei und das Regnum Vannianum. *In: Symposium Ausklang der Latene–Zivilisation und Aufgänge der germanischen Besiedlung im mittleren Donaugebiet (Bratislava) 143 p.*
Kolník, T., 1978: Zisťovací výskum tzv. Spečeného valu v Žemberovciach. *Nitra, Archeol. Výsk. a Nál. na Slov. v r. 1977, 139 – 142.*
Kolník, T. & Roth, P., 1984: Zisťovací výskum tzv. Dlhého valu v Novom Tekove. *Nitra, Archeol. Výsk. a Nál. na Slov. v r. 1983.*
Kolník, T., 1998: Nordpannonische Limesvorland – Forschung 1984 – 1996. *In: Gudea N. (Hrsg). Proc. of the XVIIth International Congress of Roman Frontier Studies, Roman Frontier Stud. Oxbow Monograph 91 (Exeter 1997) 131 p.*
Kolník, T., 1999: Gab es einen Limes Quadorum? Langwälle in der Germanen beiderseits des Spätantiken Limes. Südslowakei. *Brno, Spis Archeol. Ústavu AV ČR, 14, 163 – 177.*
Krs, M., 1969: Paleomagnetismus. *Praha, Academia, 202 s.*
Oexle, J. (zost.), 1997: Aus der Luft – Bilder unserer Geschichte. Dresden, Luftbilarchäologie in Zentraleuropa.
Orlický, O. & Tirpák, J., 1986: Archaeomagnetic investigation of selected localities in Slovakia. *Acta interdisciplinaria archaeologica, Tomus IV, 149 – 153.*
Paulík, J., 1965: „Čínsky múr" na Slovensku. *Krásy Slovenska, 42, 88 – 89.*
Pius, M., 2007: Kronika znovuobjaveného času. Významné archeologické nálezy na brehoch riek Nitra, Žitava, Hron a Ipeľ.
Rómer, F., 1876: ex Kolník, T. 1999.
Soproni, S., 1985: Die letzte Jahrzente des pannonischen Limes. München.
Supuka, A., 2000: Spečený val medzi Sitnom a Dunajom. (Zabudnuté a nedoskúmané fenomény našej krajiny). *Životné prostredie, 2000, č. 5.*
Supuka, A., 2001: Pečenice a ich Čínsky múr. *Enviromagazín, 200, 6.*
Szilágyi, S., 1895: A Magyar nemzet története I. Magyarország a királyság Megalapitásáig. Budapest.

Rukopis doručený 1. 3. 2011
Rukopis akceptovaný red. radou 16. 3. 2011
Revidovaná verzia doručená 5. 4. 2011

Slovak "Chinese wall": Myths and an attempt for explanation

In the southern part of the Middle Slovakia, along the river Hron, we have studied the material composition of the 60 km long vall crossing the country in the N–S direction (Fig. 1). Recently only several separate remnants of the wall can by studied (Figs. 1–7). Missing parts were destroyed by the agricultural activities in the past. In the modern age (1898) a first realistic description of the wall has been published by the well educated protestant's priest Kmeť. Since that time several authors, mostly historians and authors of the different professionalities (among which a geoscientist Harman represents an exception) have published short papers dealing with the topic of this wall. Based on its dimensions and the amount of used material the discussed wall has no equivalents among the prehistoric or early historic constructions on the Slovak territory.

Presented information dealts with a wall constructed of the andesite volcanics (in the area of Neogene volcanic field; Fig. 3) and loess in the southern prolongation of the wall (Figs. 5 and 7). The wall is known under several denominations: Long wall, Baked wall, Fossa giganteum, Roman road, Slovak Chinese wall a.o. It starts (on the south) at the Danube river and upstream follows along the western bank of the river Hron. It seams that south of the town Levice the wall splits into two branches: one of them prolongs on the territory of the Late Tertiary volcanics towards the Banská Štiavnica stratovolcano. The other one follows the river Hron towards the Slovak gate. In the paper we discuss namely the topics of the wall construction, used material, its volume and related construction problems. We present a geophysically determined age (approx. age = the year zero ± 150 years) of the burning of the wall wooden constructions (Fig. 7) and we discuss the problematic of the wall burning temperature.

The presenting authors' new interpretation is based on the following:

i) For the discussed wall construction very local raw materials were used, among which the various varieties of andesite blocks (together with their glassy and spongy types; Fig. 6) predominate in the northern segment of the wall, while loess predominates in the south.

i) The total amount of inorganic materials used for the wall construction is estimated to be 1,000 000 – 1,200 000 m^3. To this amount it ought to be add several tens thousands of m^3 of wood, used to construct the palisade along one side of the wall.

i) Partly weathered significantly porous glassy andesitic lava namely by archeologist has been interpreted as the result of the high temperature fire during which andesitic blocks and loess were melted and fired together.

i) The wooden pillars forming a palisade were enclosed on the tree sides by loess being not fired, but only smoulded. Having not enough oxygen they cannot offer sufficiently high temperatures to shrink andesitic blocks and loess together.

i) Our laboratory research has studied the loess with the signs of the heat overprint, which gave the year zero (± 150 years). So the firing of supposed palisade has occurred in the mentioned time period, which represents also an approximate time of the wall construction. Though we have dug on several places along the wall, the traces after the fire – dark layers in the loess we have found only very sporadicaly (Fig. 7).

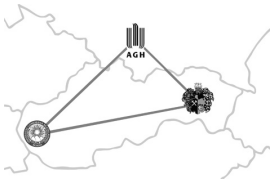
Based on the above stated, we classify the vall as a construction, which, concerning the amount of used raw materials, has no equivalent on the territory of the Slovak Republic.

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 43, č. 1

Herlandia 2010



11th International conference of young geologists

Medzinárodná konferencia mladých geológov, 11. ročník

Svätý Jur, Slovak Republic; 29. April – 1. May 2010

B. Chalupová, M. Kováčová, L. Zahradník, M. Gregáňová, J. Kondela, Ľ. Štrba, L. Vizi, M. Dwornik, J. Bazarnik and J. Majka

Abstract: *The 11th International conference of young geologists was held in Svätý Jur (near Bratislava) on 29. 4. – 1. 5. 2010. During two days of lecturing 60 contributions were presented in several thematic blocks. Participants were informed also about some expedition or research work on the localities in Germany, led in excursion in Malé Karpaty Mts. The article reports the event and principal presentation.*

Key words: *geological conference, geology, tectonics, mineralogy, biostratigraphy, technology*

The 11th International conference of young geologist was held in hotel Eva in Svätý Jur near Bratislava from 29. April to 1st May 2010. It was organized under the auspices of Faculty of Natural Sciences of Comenius University in Bratislava, Faculty BERG of Technical University in Košice and the AGH University of Sciences and Technology in Krakow. The members of the scientific board remain already several years unchanged: Prof. RNDr. Dušan Plašienka, DrSc., Prof. Ing. Tibor Sasvári, CSc. and Dr. hab. Anna Świerczewska. The logistics in the conference was provided by the members of Geological Club from Bratislava.

During the years, the variety of participants evolved. Slovak participants in first years were later accompanied with students from Czech Republic and Poland. Nowadays students and young scientists from Russia, Belorussia or Bulgaria have participated in the conference. Nearness of the Slavic languages allows presentations and communication in participants´ native languages, which helps to keep and maintain kind atmosphere, being typical for the conferences of young geologists.

Invitation ceremony has started by the speech by Prof. RNDr. Dušan Plašienka, DrSc., being the scientific guarantee of the conference. Following his introductory words, the conference gradually started to fulfil its target. During first two days of the conference 60 contributions were presented in several thematic blocks. The best presentation was awarded by the Galicia Tectonic Group Award after precise evaluating of each contribution. The winner of the Galicia Tectonic Group Award was Mgr. Matúš Hyžný from the Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava. The award was presented by the member of GTG doc. František Marko. During two "evening dinner discussions" the photographs and report from the expedition (J. Kondela, P. I. Lunev) and research work on the Bromacker localities in Germany (A. Čerňanský) were presented. The last day of the conference was traditionally devoted to excursion in the Malé Karpaty Mts.

The next conference will be in Poland.

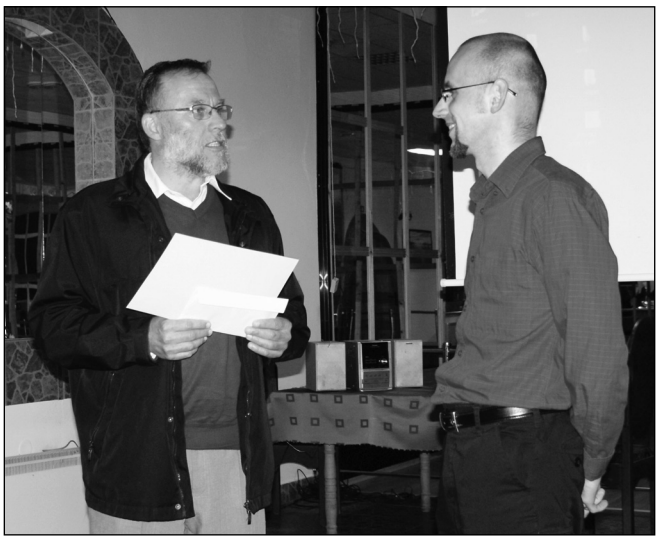


Fig. 1. The winner of the Galicia Tectonic Group Award M. Hyžný from the Comenius University being awarded by F. Marko.

P. BOŻĘCKI: **Identification of poorly crystalline iron minerals using the DXRD and SE methods**

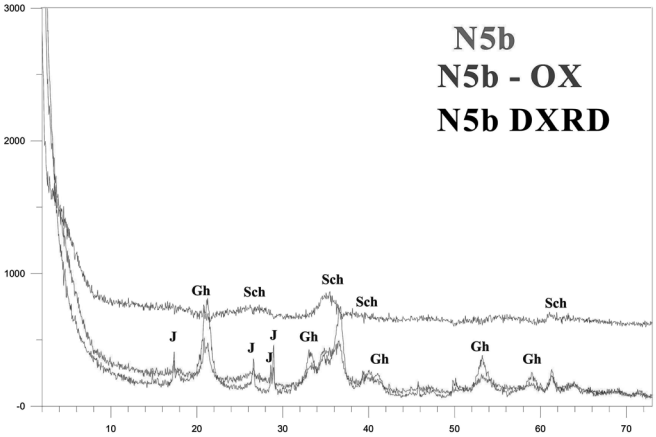
Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland

The presented work shows the results of the research conducted over the sediments present in the Leknica region (W Poland) – a former lignite mining area. Brown coal in this research area was excavated in numerous pits and mines, from the late 18th to the late 20th centuries. The last active mine pit "Babina" (located south east of Łęknica) was closed in the early 1970-ties. The abandoned mining areas were filled with water, forming so-called "anthropogenic lakeland". Oxidation of sulphide minerals causes formation of highly acidic waters. Released iron and sulphates precipitate forming ochreous Fe-rich accumulations – research material for this study.

The analysed sediments consist mainly of phases such as goethite, jarosite and schwertmannite. The last mentioned mineral was recently discovered by famous pedologist Udo Schwertamanna in 1994 in Finland. In Poland the research area is a third known occurrence of this mineral (after Wieściszowice and Radzimowice). Schwertmannite is characterized by a rather very low crystallinity level, which, combined with the fact that it often co-occurs with goethite, camouflaging him in the X-ray diffraction image, its identification in the sample is very difficult or even impossible.

The main object of DXRD method is to obtain differential diffractogram by subtracting a diffractogram of a sample after a selective extraction (SE) process from a diffractogram of a raw sample. This method is used to identify minerals that are dissolved in each subsequent step of selective extraction process. The first application of this method was observed in the early 1980s. The first research materials for these methods were soil, whereas identified poorly crystalline minerals were iron oxides and iron hydroxides like ferrihydrite and lepidocrocite.

Presented figure shows an example set of diffractograms. The lowest line represents diffractogram of a sample obtained after modified SE method (N5b OX). The middle line represents diffractogram of a raw sample (N5b) and the upper line represents DXRD diffractogram (N5b DXRD). On the differential diffractogram, diffraction reflects from schwertmanitte can easily be seen. These reflects due to the presence of much more crystalline goethite in a sample are not visible on a raw sample diffractogram. Presented researches are in the preliminary stage. However, obtained results show a great potential for the use of this method. The restriction consists in the difficulty to identify poorly crystalline minerals. This requires further more detailed studies.



An example set of diffractograms. Explanation of symbols: Sch – schwertmannite, Gth – goethite, J – jarosite

J. BUČOVÁ, V. ŠIMONOVÁ and D. PLAŠIENKA: **Paleostress reconstruction of selected localities in the Pieniny Klippen Belt in the western Slovakia**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The Pieniny Klippen Belt (PKB) is an internally complicated narrow structural belt, which stretches in a broad arc for hundreds kilometres from the Alpine-Carpathian junction area as far as the northern Romania. Regardless of its length, the PKB preserves its tectonic integrity, indicated by the omnipresence of its typical (Oravic) units that do not occur in other Carpathian zones. In addition, certain parts of the PKB involve also the "non-Oravic" units of the CWC provenance, which were incorporated into the PKB and attained its tectonic style after their nappe emplacement during mid-Cretaceous times (e.g. Klape and Manín units). Probably they all represent frontal nappe elements of the Fatric nappe system.

This study is concentrated on the paleostress analysis of two localities in the western part of the PKB: Červený Kameň and Butkov quarries. The first locality – Červený Kameň is composed of two PKB units: the Kysuca and Czorsztyn units and of the sediments of the Flysch Belt. In the second locality – the Butkov quarry, a sequence of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous age, ascribed to the Manín Unit by tradition, is exposed.

Based on kinematic analyses of meso-scale faults (slickensides), several brittle deformation stages characterized by certain properties of the reconstructed stress field have been discerned. We have used the program Win Tensor for the separation of the faults into homogeneous groups and for determination of paleostress fields. Relative superposition of individual paleostress states was derived from the field structural relationships; their stratigraphic age was estimated mainly by a comparison with other published data.

The area of Červený Kameň underwent several brittle deformational phases. The oldest one was transpression, which is well preserved also in the rocks of the Flysch Belt. This stage was accompanied by the formation of the strike-slip faults (mainly right--lateral faults) and by reverse faults. The σ_1 axis was oriented in the E–W direction. Transpression continued also during WNW–ESE to NW–SE oriented compression. The noticeable change of the tectonic regime occurred during the younger NNE–SSW compression. Predominantly left-lateral and normal faults were formed as a result of transtension. On the contrary, mostly right-lateral and normal faults were created as the last record of transtension (the ENE–WSW oriented σ_1 axis). The last deformational phase is characterized by a number of conjugate normal faults and the NW–SE oriented σ_3 as the result of the extensional tectonic regime.

The area of the Butkov quarry also documents a complex deformational history. The oldest recorded deformation phase is characterized by the E–W oriented σ_1, as a result of transpressive tectonic regime. The formation of strike-slip faults (mainly right-lateral faults) and reverse faults is typical for the second stage. Transpression continued during NW–SE oriented σ_1, dominated by the strike--slips faults (mainly dextral) and reverse faults. The change of the tectonic regime occurred during the younger NNE–SSW oriented σ_1. Normal faults and mostly sinistral strike-slips were formed as a result of transtension. Transtension continued during ENE–WSW compression. The youngest stage – extensional tectonic regime – was characterized by the normal faults originating during the NW–SE oriented tension.

Summing up, the oldest brittle tectonic phase (Late Oligocene – Early Miocene) with roughly E–W to the NW–SE oriented maximum compression is characterized as a transpression. The following tectonic stages (Middle to Late Miocene) are marked by approximately N–S to the NE–SW trending σ_1 developed under transtension regime. The last deformational phase (NW–SE extension) has been dated to the Pliocene – Quaternary period.

The localities Červený Kameň (Oravic units and Flysch Belt) and Butkov quarry (Manín Unit) have the same brittle tectonic

history during the activity of similarly oriented compression axes of paleostress fields in the Late Oligocene – Quaternary period.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-LPP-0225-06 and APVV--0465-06.

B. BUKOWSKA-BELNIAK: **Thermographic images de-noising methods**

Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, AGH-UST, Cracow, Poland

Typical thermographic images are noisy and low-contrasting, especially when differences in observed temperatures are not high (usually few degrees). Additionally, their spatial resolution is low, most often 320 x 240 pixels, up to 640 x 480 pixels for the most recent thermographic cameras. Thermal resolution is about 0.05–0.1 Celsius degrees. Those properties cause that objects detection in the thermographic images requires advanced methods of the image processing. In comparison with the digital images registered in the visible light (for example using digital cameras or optical microscopes) the analysis is much more complicated, because the information contained in the thermographic images is lower than in digital images registered in the visible light (monochromatic image with low number of pixels).

The thermographic image processing begins with the de--noising. Noise in thermographic images has few sources. First one is the accuracy of sensors on the matrix. Second is connected with the conditions of thermographic measurements. Numerous external conditions are responsible for measurements accuracy, for example: humidity, ambient temperature, distance, emissivity and surface type of observed objects. The recognizing of the noise character in thermographic image is important. Depending on the type of observed process the noise can be different. The de-noising methods for thermographic images are similar to methods used for de-noising of other monochromatic digital images. In the picture below we can see the result of several de--noising methods. From the left to right and from the top to bottom: 1 – original thermographic image (size of the image is 256 x 256 pixels), which presents the illegal leakage of the wastewater to the river; 2 – image 1 after median filtration; 3 – image 1 after Wiener filtration; 4 – image 1 after Butterworth filtration; 5 – image 1 after curvelet reconstruction; 6 – original image in the visible light. For the first five thermographic images colour scale is linear from 0 Celsius degree (black) up to 15 Celsius degree (white). As we can see, the best result was reached in image 5, after curvelet partial reconstruction.

De-noising of thermographic images is very important for the further image processing. It should be used for all types of thermographic images before the localization of objects and analysis. It could be helpful in many applications, for example in the environmental analysis, for the leakage detection and illegal wastewater escape localization.

This paper was written as part of the statutory research project No. 11.11.140.561 of the Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH University of Science and Technology.

V. ČAVAJDA[1], P. UHLÍK[1], M. MADEJOVÁ[2], M. SMOLÁRIK[1] and M. ČAPLOVIČOVÁ[1]: **Mineralogy of talc from Gemerská Poloma, Hnúšťa and Kohútik**

[1]Department of Geology of Mineral Deposits, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic
[2]Institute of Inorganic Chemistry, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovak Republic

Talc is one of strategic industrial minerals of Slovak Republic. The most of deposits are found in Veporic unit (Lower Paleozoic Sinec belt) and in Gemeric unit (Lower Paleozoic Gelnica Group). Majority of talc occurrences in Slovakia belongs to the deposits in association with Mg-carbonates. These days, a big talc deposit is opened near the village Gemerská Poloma. The objective of this study is a mineralogical characterization of talc from Gemerská Poloma deposit and its comparison with talc from others areas (Hnúšta-Mútnik and Kohútik) and also determination of structural order and mean crystal thickness. Research was performed on bulk rock and clay fraction (< 2 μm).

Selected samples consisted of various ratios of talc and chlorite. The results from XRD quantitative mineral analysis by the RockJock software show that amount of talc in the Hnúšťa-Mútnik samples varies from 85 % to 1 %. Samples from Gemerská Poloma contain 90–25 % of talc. IR spectroscopy was used for partial crystallochemical characterization of the samples. The specific talc bands were significant in the samples with dominant amount of talc (e.g. OH-stretching band (Mg_3OH) at 3 676 cm^{-1} and bending band at 669 cm^{-1}. The weak stretching band (Mg_2FeOH) at 3 660 cm^{-1} probably determined small amount of Fe in the talc structure. Stretching bands at 3 571 and 3 428 cm^{-1} were significant in samples with the high amount of chlorite. The position of these stretching bands points out the presence of trioctahedral chlorite, probably clinochlore.

The mean thickness of fraction < 2 μm was analysed by BWA (Bertraut-Warren-Averbach) technique (MudMaster software). Differences were indicated in the mean thickness of crystallites. Samples from Gemerská Poloma have bigger mean thickness (23.4 nm) than samples from Hnúšťa-Mútnik (15.6 nm), samples from Kohútik have mean thickness of 21.7 nm. Talc samples are typically composed of platy crystals. Planar surface is almost isometric with dominant dimensions from X to X0 μm in our samples. According to SEM study, shapes of crystals are anhedral and subhedral.

The authors are grateful to Slovak grant agency (VEGA) for providing research funding by project 1/0219/10.

A. ČERŇANSKÝ[1] and M. VENCZEL[2]: **A rare record of a worm lizard (Squamata: Amphisbaenidae) from the Lower Miocene of central Europe**

[1]Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic
[2]Tării Crişurilor Museum, Oradea, Romania

The Amhisbaenians or worm lizards represent a peculiar group of squamate reptiles, adapted to a burrowing lifestyle, with about 200 species located in six families (Rhineuridae, Bipedidae, Blanidae, Trogonophidae, Amphisbaenidae and the cryptic Cadeidae) and distributed across Africa, South America, Caribbean Islands, North America, Europe and the Middle East. In spite of the relatively abundant fossil record of Amphisbaenians, many aspects of their evolutionary biology including prevalent modes of speciation, patterns of diversification, and geographical structuring of population genetic diversity, are still poorly understood. The first occurrence of amphisbaenid lizard from the Early Miocene (MN 3a) locality Merkur--North (Bohemia) is presented. The low tooth count and subpleurodont tooth implantation are satisfactory to refer the specimen to Blanidae. The anterior part of the dentary is broken off and accordingly the anterior teeth might not contribute to the diagnosis. However, the remaining teeth display the classic formula for *Blanus* including the positions of the two labial foramina. In fact the specimen from Merkur--North is closer morphologically to that described by Roček (1984) from Dolnice, because of its similarly underdeveloped *crista splenialis* and of its rather shallow *sulcus dentalis* in its posterior segment. On the other hand, the posterior part of the dentary differs completely from all the specimens previously described, due to its extremely short and low coronoid process. In *Blanus* (both fossil and recent specimens),

the coronoid process is distinctly longer and slanting posterodorsally and the dorsoposterior limit of the coronoid process is always higher than the apices of the largest mandibular teeth. Furthermore, except for *Campinosaurus*, the presence of striation at the base of the teeth in Amphisbaenia has never been reported. Consequently, the Ah-771 SGDB specimen may represent a new species, but the material is too fragmentary to demonstrate it completely.

This project was supported by the VEGA 1/0197/09.

M. CHUCHRO: **Application of data mining methods in time series analysis**

Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, AGH-UST, Cracow, Poland

Data mining is the process of extracting information and patterns from data, especially from the large databases. It has been estimated that the amount of data stored in the world´s databases doubles every 20 months. Large data sets and commonplace of machines that can undertake the searching, the opportunities for data mining increase.

The time-ordered data typically can be aggregated with an appropriate time interval, yielding a large volume of equally spaced time series data. Time series analysis is often associated with the discovery and the use of patterns such as periodicity, seasonality, cycles. Therefore one may wonder what are the differences between traditional time series analysis and data mining methods. The answer to this question is the main aim of this paper.

Wastewater Treatment Plants (WWTPs) data was analysed. Daily resolution of time series and length of data are large enough for complete data mining analysis. Preprocessing of WWTPs time series shown, that data have high right-sided bias of distribution (around 3). Also variance of data is high, near to 20 %. In this step seasonal and cyclical structure of data were recognized. We observed 3.5, 7, 14, 30, 60, 180 and 365.25 days periodicity in terms of the time structure of the data.

From the data mining analysis there were chosen the step-wise regression from the classical data mining methods and supervised neural networks types from next generation techniques. As an independent variables in the step-wise regression there were used: day of week, precipitation, season, precipitation as a qualitative data. During analysis as important component were obtained: day of week, precipitation as a qualitative data. This method explains more than 70 % of data variation.

Neural networks with multilayer perceptron (MLP) and radial basis function (RBF), were chosen from data mining techniques. Numbers of neurons in the inner layers for MLP were from 2 to 20, for RBF from 2 to 100. The MLP neural networks had better results of learning (0.64), testing (0.67) and validation (0.63) for small number of inner neurons. When the number of neurons in inner layers growing, the results of RBF networks growing slowly too. The big disadvantages of RBF neural networks is their time- consuming. The results of analysis were used for prediction models, one day and two days ahead. Prediction results were quite similar for both neural networks. Mean Absolute Percentage Error (MAPE) calculation shown that simple neural networks are not good models for environmental WWTP time series.

Data mining methods for large scale time series are very good equivalent for standard time series analysis. The advantage of the data mining methods is that no specialized knowledge of analysts is required for the advance analysis. Gaps in data are also easy to fill up with many complimentary methods. Results of analysis have the same quality as the normal time series methods, but they can be also used for the database records. Data mining is user- friendly and very wide equivalent for traditional time series analysis.

This paper was written as a part of the statutory research project No. 11.11.140.561 of the Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH University of Science and Technology.

A. DUDZIAK: **Varied world of Slovakian caves**

Department of General Geology Environmental Protection and Geotourism, AGH-UST, Cracow, Poland

Caves represent the unquestionable natural resources of Slovakia. Almost all of them (with an exception of the Ochtinská Aragonite Cave) are developed in the Mesozoic carbonate rocks but nevertheless differ from each other in the location as well as in their flowstone fill, hydrology, genesis or even archeological cave discoveries.

The Slovak caves present an extreme diversity of the flowstone fill, which causes that every one of them is worth to be visited. Four types of caves can be distinguished for the presentation of speleothems and cave fill variety as well as for their classification.

The most widespread are the caves with typical carbonate flowstone fill developed by classic way. This group is represented by (for example) Belianska Cave, Demänovská Cave of Liberty and Jasovská Cave. There can be found various types of stalactites, stalagmites, columns and other flowstone forms such as courtains or waterfalls. In spite of a fact that their flowstone fill represents the same type, each of these caves possesses a unique, inimitable charm and they cannot be compared with others.

Another type of caves is those where typical carbonate flowstone fill developed in a specific way. Domica Cave and Gombasecká Cave can be included into this group.

Domica Cave is distinguished by the huge accumulation and extreme variety of specific forms represented by the flowstone shields and drums. These forms developed as a result of punctual water outflow from the crack and still are weakly examined.

Gombasecká Cave attracts the tourists by the occurrence of thin straw stalactites. They can achieve even 3 meters length with about 1 cm diameter. Their accumulation makes an impression of stone rain.

Next type of caves is those where beside the typical carbonate flowstone fill another kind of cave fill appears.

First group is represented by the caves where in spite of typical carbonate speleothems aragonite fill can be found. Ochtinská Aragonite Cave is an unique object for the World scale. Specific microclimate inside the cave and the presence of ochres enabled the precipitation of aragonite. There are three generations of aragonite forms.

Second group are the caves with an ice fill. This category is represented by the Demänovská Ice Cave and Dobšinská Ice Cave.

In the Demänovská Ice Cave specific air circulation and temperature caused that the cave bottom is covered by the floor ice. There are also the ice stalactites, stalagmites and columns which age is estimated for about 500 years. In non-glaciated parts of the cave flowstone fill can be also found.

Dobšinská Ice Cave is mostly glaciated. The ice appears in the form of floor ice (cave glacier), which moves at 2–4 km per year from the entrance to the deeper parts of cave. Inside the cave the forms like the ice stalactites, stalagmites, columns and icefalls can be also found and they developed when soaking water froze. In the non-glaciated parts there are relief elements which show the modelling by flowing water. Beside of them there are also carbonate flowstone forms – stalagmites, stalactites, flowstone crusts or even layers of moonmilk. This is one of the most valuable ice caves in the world.

M. DWORNIK and A. PIĘTA: **Influence of the elliptical anisotropy on results of inversion of traveltime tomography data**

Department of Geoinformatics and Applied Computer Science, AGH-UST, Cracow, Poland

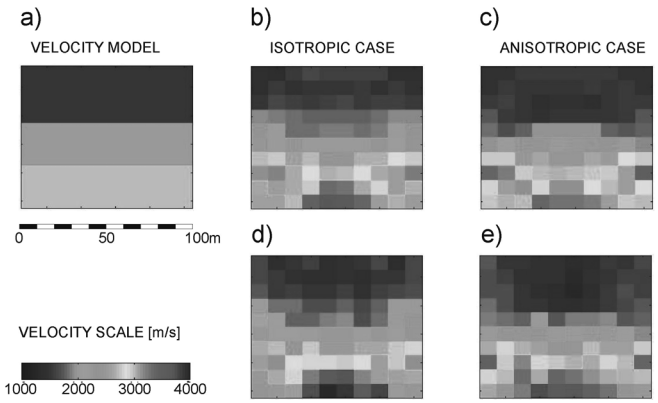
Seismic traveltime tomography is a method of estimation of the velocity distribution in geological medium. The most popular methods of reconstruction of the velocity models assume isotropic wave

propagation. In this work we concern on influence of anisotropic layer on inversion process in the traveltime tomography.

The most popular methods of solving the inverse problem were tested: Algebraic Reconstruction Technique (ART), Simultaneously Iterative Reconstruction Technique (SIRT) and Singular Value Decomposition (SVD). ART and SIRT methods are iterative methods, which requires initial velocity model. All mentioned above methods were tested on theoretical data and evaluate for a quality and calculation time of obtained results.

Velocity model with horizontal layers was used in calculation. The middle layer has elliptical anisotropy of P-wave propagation, which is described by velocities ratio Vz/Vx = 1.0 for isotropic case and 0.7 for anisotropic case. Theoretical first breaks times that are used in calculation, were obtained from full wave form modellings. Seismic wave propagation in anisotropic media was calculated using the finite – difference method and specific computational grid, so called staggered grid. Two methods of the ray tracing were used in calculation of matrix of model geometry and estimation time in forward problem: the straight line propagation between shot point (SP) and receiver point (RP) and the shortest time method using the sparse graph theory. The second method gives realistic ray trajectory in heterogeneous geological medium, but is more computational intensive. This method was used for iterative calculation for SIRT method.

Velocity distribution obtained from the SVD method for isotropic (b) and anisotropic (c) middle layer and SIRT method for isotropic (d) and anisotropic (e) case respectively for the assumed velocity model (a) are presented on the picture below.



Anisotropy has significant influence on seismic inversion for all methods. Straight line propagation gives more accurate results in the isotropic case and in the shorter calculation time. SVD method gives better results for theoretical data, but is very sensitive for additional noise. SIRT method was used for non-linear propagation scheme, because of relative faster calculation and better results than ART method.

This work has been financially supported by the Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH University of Science and Technology, grant No. 11.11.140.561

A. FIGUŁA, U. JANICKA and T. BAJDA: **Formation of brom--pyromorphite on surfactant-modified smectite**

Department of Mineralogy, AGH-UST, Cracow, Poland

Surfactant-modified smectites can be used for the removal of toxic compounds from solutions. They were often used for sorption of anions, and recently there is studied, how to progress the process of "alternating" sorption of anions and cations. Clay minerals and zeolites can be modified with the use of the high-molecular--weight quaternary amines, one of them can be HDTMA-Br (brome hexadecyltrimethylammonium). It changes the charge of natural minerals from positive to negative. But not all of charge is changed; in microporous it is still positive. And therefore surfactant-modified clay minerals can be used as an effective sorbent for inorganic cations, inorganic anions and neutral organics from solutions. The next method of reclamation of heavy metals from the contaminated soils and solutions is immobilizing them through the formation of insoluble crystalline phases induced by phosphate amendments. In the case of Pb ions that phase is pyromorphite, one of the most stable phases of Pb in environmental conditions. The objective of this study was to evaluate potential application of surfactant-modified smectite for the sorption of PO_4^{3-} and Pb^{2+}, and for characterizing of new crystalline phase (brom-pyromorphite).

In the first experiment the smectite sample was modified with the use of HDTMA-Br. Modified smectite reacted with solutions containing 5 to 20 mM/L of Pb or PO_4. Initial pH was 3.5. Sorption of PO_4 was highest on Pb-surfactant-modified smectite while the sorption of Pb was highest on surfactant-modified smectite. Formation of brom--pyromorphite $Pb_5(PO_4)_3Br$ was also noted in the reaction products, which was identified with the use of X-ray diffraction. The precipitation takes place either in the volume of the solution (homogeneous crystallization, reaction of PO_4 ions with Pb desorbed from ion--exchange positions) or on the surface of a surfactant–modified smectite (heterogeneous crystallization, Pb ions react with PO_4 absorbed and still present on the organic HDTMA bilayers).

The goal of the second experiment was the synthesis of brom--pyromorphite to comparison his mineralogical composition with this obtained in the above experiments. Synthesis of the solids was carried out by the dropwise mixing of aqueous solutions of $Pb(NO_3)_2$, KBr and K_2HPO_4 in molar proportions based on the stoichiometry of the phases [Pb : P : Br = 5 : 3 : 1]. The only products formed in the reaction was $Pb_5(PO_4)_3Br$ detected by the Infrared Spectroscopy (IR) and X-Ray powder diffraction (XRD). Brom-pyromorphite was also characterized with the use of scanning electron microscopy (SEM). In the mass of 1–2 μm grains there are idiomorphic crystals in the form of hexagonal prism with the hexagonal pyramid reaching a length of 5–10 μm.

The results suggest that "alternating" sorption of anions and cations on surfactant-modified smectite can be effectively used for immobilization of Pb and PO_4 pollution from contaminated soils and solutions, and the formation of the brom-pyromorphite strengthen this effect. Brom-pyromorphite is as efficient in neutralization of Pb and PO_4 contamination as chlor-pyromorphite.

We gratefully acknowledge support of the MNiSW through grant No. N525 461236.

M. HOFFMAN: **Preliminary results of investigation of the direction and kinematics of faults in the Považský Inovec Mts.**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

In the western part of the Považský Inovec Mts. the faults were investigated using methods of structural geology. Analysing the slickensides on faults by the paleostress software WinTensor, the directions of principal paleostress axes were established. Outcrops in the Mesozoic rocks are located at the edge of the Považský Inovec Mts. Main investigated localities were Hrádok, Jastrabie, Hubina, Hubina-kameňolom, Modrová, Závada and Nová Ves nad Váhom. Investigated faults represent conjugate faults systems of strike-slips. The very good representation of the conjugate fault system is at the locality Nová Ves nad Váhom, where the paleostress with the maximum compressional stress axis σ_1 177°/06° and the minimum stress axis σ_3 268°/12° were calculated. Strike of σ_1 is NNE–SSW. At the locality Jastrabie, in the northern part of the Považský Inovec Mts. a change of kinematics of the strike-slips was observed (sinistral to dextral strike-slips) with the paleostress field rotation from the direction W–E (for activation of sinistral strike-slips oriented NW–SE)

Tab. 1
Results of faults analysis from the Považský Inovec

Code	Latitude	Longitude	Kinematics	n	n_T	S_1	S_2	S_3	R	α	Q	R´
Hrádok												
PIHR-1	48.6986	17.9033	conjugate strike slips	11	18	341/10	221/70	74/16	1,18	13,63	C	_
Mitice												
PIMIT-1	48.8142	18.1064	strike slips	20	21	81/02	175/56	350/33	0,45	10,33	B	1,55
PIMIT-2	48.8142	18.1064	strike slips	3	3	343/29	176/60	75/05	0,67	4,23	E	1,33
PIMIT-3	48.8142	18.1064	normal faults	9	13	263/42	137/33	26/29	0,8	2,76	E	0,8
Nová Ves nad Váhom												
PINV-1	48.7372	17.9008	conjugate strike slips	11	11	177/06	60/75	268/12	0,77	6,08	C	1,23
PINV-2	48.7372	17.9008	x	4	5	53/70	160/05	252/18	_	1,42	E	_
Závada												
PIZA-1	48.6402	18.0652	conjugate strike slips	8	8	293/23	126/66	025/04	0,43	8,1	D	1,57
PIZA-2	48.6402	18.0652	invers	4	7	310/08	40/01	130/81	0,75	1,55	E	2,75
Hubina_kameňolom												
PIHUK-1	48.6258	17.8797	strike slips	6	8	318/23	71/41	208/39	0,55	1,47	D	1,45
PIHUK-2	48.6258	17.8797	conjugate strike slips	6	6	154/07	48/63	248/24	0,58	4,4	D	1,42
Hubina_cesta												
PIHUC-1	48.6194	17.8844	invers	1	1	118/18	006/31	223/52	0,5	15,15	E	2,5
Modrová												
PIMO-1	48.6447	17.8972	strike slips	3	5	310/16	75/63	213/20	0,33	18,2	E	1,67

to direction N–S (for activation of the dextral strike-slips similarly oriented). These data from the Považský Inovec Mts. were compared with data from the Malé Karpaty Mts. and the results were similar.

This work was supported by the Slovak Research and development Agency under the contract No. APVV-0158-06, and the Comenius University Grant No. G-09-225-00.

M. HYŽNÝ: **Paleobiogeography of Retroplumidae (Crustacea: Malacostraca: Decapoda: Brachyura)**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The Retroplumidae Gill, 1894 is a relatively small predominantly deep-water family of brachyuran crabs. The fossil record of the family extends back to Turonian. It consists of eight genera, of which six are exclusively fossil. There are some 40 species known, of which ten are extant.

The paleobiogeography of Retroplumidae was in various extent discussed by several authors (Vía Boada and Cals, 1979; Vía Boada, 1980; Vega and Feldmann, 1992; Fraaije et al., 2006; McLay, 2006; Armstrong et al., 2009). However, there are only few (Vía Boada and Cals, 1979; Vía Boada, 1980; Vega and Feldmann, 1992) considering the whole to date known fossil record of the family. Since the last rather comprehensive study on this topic (Vega and Feldmann, 1992) many new occurrences were described from different parts of the world, which both extend the stratigraphic span of known genera or species (e.g. Feldmann and Portell, 2007) and describe the new ones (e.g. Beschin et al., 1996).

The genus *Archaeopus* Rathbun, 1908 known from the Upper Cretaceous of Japan, Alaska, and Canada is considered the oldest member of the family. It migrated southwards to Mexico and gave rise to *Costacopluma* Collins and Morris, 1975 (Vega and Feldmann, 1992). This genus stratigraphically spans from Coniacian to Early/Middle Eocene and has a very broad geographic distribution which makes more detailed paleobiogeographic conclusions difficult. However, it is clear, that it experienced rather big radiation, as it is known from Greenland to Argentina and from Mexican Bay through Western Africa to India. It seems that *Costacopluma* gave rise to a stock of Tethyan retroplumids represented by several genera known from Eocene and Oligocene of Spain, France, Italy, Hungary and Belgium: *Retropluma* Gill, 1894; *Loerenthopluma* Beschin, Busulini, De Angeli and Tessier, 1996; *Loerentheya* Lőrenthey in Lőrenthey and Beurlen, 1929; and *Retrocypoda* Vía Boada, 1959. During the Eocene or Miocene *Retropluma* migrated to Indo-Pacific Ocean from which it is known also today. The only fossil record of this genus in that area is *R. laurentae* Collins, Lee and Noad, 2003 from the Middle/Late Miocene of Sabah (Collins et al., 2003). This migration route in that time is very well documented also by the molluscs and other decapod faunas as well, however, the precise timing of the migration of *Retropluma* is unknown.

Recently the presence of *Retropluma borealis* Fraaije, Hansen and Hansen, 2005 was recorded in the Lower Badenian (Middle Miocene) strata of the Plášťovce member of (Sebechleby Fm.) the Slovak part of Novohrad-Nógrád basin. This species has been until now known only from the Late Miocene of Denmark (Fraaije et al., 2005). It is interesting to note that along with *Retropluma* there are many specimens of another crab *Tasadia carniolica* (Bittner, 1884) recorded from both localities. Such co-occurrence of taxa raises the question of possible migration routes, and therefore open seaways, between the Paratethyan and Boreal realms during the Middle Miocene. *Retropluma* persisted in the Mediterranean at least until the Late Pliocene with *R. craverii* (Crema, 1895) known from Italy. It seems that the genus survived the Messinian salinity crisis or it was reintroduced to Mediterranean. However, today the genus is completely absent in this area.

Beside *Retropluma* there is one known more retroplumid genus, *Bathypluma* de Saint Laurent, 1989, which, however, has no fossil record. It could be derived from *Retropluma*.

As a conclusion, the paleobiogeography of Retroplumidae is a good example of the tracing the decapod migration routes in the geologic past. This approach is able to test independently the paleobiogeographic hypotheses based on molluscs.

The research was funded by APVV-02-80-07.

B. CHALUPOVÁ: **Fossil fish from the locality Bystré nad Topľou**

Slovak National Museum – Natural History Museum, Bratislava, Slovak Republic

This paper brings further information about the fossil fish derived from the locality Bystré (700 m northwest from the village Bystré) situated in the valley of nameless brook. It was studied in the Beskydy foothill, the district of Vranov nad Topľou. The nameless brook encovers the Middle Oligocene to Rupelian sequence of Huty Fm. built of claystones and siltstones with sporadic sand admixture. The claystones are grey, greyblack to black with tabular to slate disintegration. The rare sandstone beds situated in the lower part of the sequence are decimetre in size. They are fine to middle-grained, brown to greybrown coloured. Its lowermost parts are pelitic passing locally to laminated pelocarbonates with prismatic disintegration. The direction of layers is 120° to the southeast with inclination of 30–40°.

The fossil remains (bones, scales, incomplete or complete specimen) were found in the grey-black claystones in many places in the channel of brook. These grey-black claystones are differently lithified from the crumble to slate. The dark colouration suggests the anoxic condition by the sedimentation time, being typical for these facies in all European criteria. Some specimens come also from the Museum in Hanušovce nad Topľou.

In all 4 bony fishes (Osteichthyes) were identified. There are genus: *Clupea sardinites* (Heckel, 1850), *Palaeogadus simionescui* (Simionescu, 1905), *Hemiramphus georgii* (Jerzmańska, 1968) and *Serranus budensis* (Heckel, 1856).

Study of the fossil fish from the flysch sediments from the locality Bystré nad Topľou gives valuable information about the connection of the Central and Outer Carpathian Paleogene areas. The fossil fish remains indicate a littoral shallow water conditions prevailing near the coast during the sedimentation of the Oligocene Menilite Beds, which belong to the IMP 2 Zone sensu Jerzmańska (1975).

We would like to thank for assistance during sampling to Mr. A. Biroň, Mr. R. Kýška and Mr. J. Soták, the head of the Geological Institute of Slovak Academy of Sciences in Banská Bystrica, Mr. M. Dolinský from Bystré nad Topľou and Mr. P. Pjenčák from Homeland Museum Hanušovce nad Topľou.

M. JAMRICHOVÁ: **Preliminary results of the microfacies analysis of the Czorsztyn Unit Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

A microfacies study of carbonate sequence of the Middle and Upper Jurassic age of the Czorsztyn Succession in the Pieniny area of the Pieniny Klippen Belt is presented. Studied section – Pod Gregoriánkou is situated about 7 km from the town Stará Ľubovňa. Microfacies studies disclosed dissimilarities of Czorsztyn Unit from the classical development defined by Birkenmajer in 1977. The sequence begins with alternating pink and grey-green crinoidal limestones, which are developed instead of Smolegowa Limestone. The Krupianka Limestones overlie this alternating limestone formation. Upward they pass into micritic crinoidal limestones which contain quantity of brachiopods, foraminifers (especially *Lenticulina* sp.) and filaments of the bivalvia *Bositra buchi*. The limestone sequence contains also abundant clastic admixture, represented by the quartz, muscovite, feldspar and dolomite. Deepening of the sedimentation environment is indicated by increasing of micritic component and appearing of filaments. In this formation, condensed sedimentation was registered, which was indicated by the Fe-Mn crusts. After the interruption of the sedimentation the Czorsztyn Nodular Limestone with filamentous microfacies sedimented. In Oxfordian, the filamentous microfacies were replaced by the Globigerina microfacies in the upper part of the limestone. Transitional filamentous-Globigerina microfacies indicate gradual transition between the microafacies. Onset of planktonic foraminifers Globuligerina, calcified radiolarian tests and globochaetes proves consequent deepening of the sedimentary basin. The Globuligerina microfacies is replaced by Saccocoma microfacies in Kimmeridgian in overlie partly nodular crinoidal limestones. That indicates gradual replacement of Globuligerina by Saccocoma microfacies. The Durstyn Formation is represented by Rogoża Coquina and Korowa Member of Upper Tithonian age. The main components of Durstyn Limestone are calpionellids, globochaetes and calcareous dinoflagellates. The sedimentary environment of this formation is deeper neritic, which indicates mentioned planktonic organisms. The changes of character microfacies corresponded to the cessation of shallow--water limestone deposition and the onset to pelagic sedimentation. The phenomenon was related to the Meso-Cimmerian faulting which split the Czorsztyn Ridge into a series of blocks showing a differential subsidence (Birkenmajer, 1977).

This contribution was supported by the project APVV 0280-07 and APVV 0465-06.

M. KOPPA and B. SNÁRSKA: **Petrogenetic significance of Cr-spinel in selected ultramafic bodies of Western Carpathians (Sedlice, Komárovce)**

Department of Mineralogy and Petrology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The objects of study are the ultramafic bodies placed near Sedlice and Komárovce townships, located in the eastern part of Slovakia. The ultramafic body near Sedlice, with dimensions 400 x 500 metres on the surface, builds smaller ridge in the Šariš Highlands. It is situated SE from the township, in the eastern part of Inner Carpathian Paleogene in the flysch belt. Samples were taken from outcrops. In contrast to ultramafic body near Sedlice, of which geological position is known, is a large body in the SW part of the Košická kotlina basin (area of the body around 100 km^2), known as the body from Komárovce. Samples were provided from drilling cores (KO-1 drill hole located S of Komárovce), where objective body was reached at a depth of 943 m. The bodies are representative of spinel-metaperidotites mostly composed of serpentinized dunitic, harzburgitic and lherzolitic rock-types.

Recent works, dealing with the geodynamic origin and tectonic setting of ultramafic rocks, address an attention to Cr-spinel (Ahmed et al., 2005; Mikuš and Spišiak, 2007; Choi et al., 2008; Dare et al., 2009). The accessory mineral chrome-spinel [(Mg, Fe) (Cr, Al, Fe)$_2$O$_4$], with relative high resistance against the alteration even during the metamorphic processes, partially retains the characteristics of the original magma and is considered to be a useful petrogenetic indicator for the mafic-ultramafic rocks. Therefore Cr-spinels are sensitive indicators of the melt composition and crystal-liquid equilibrium and disequilibrium processes between melts and primary magmatic sources. Based on its chemical composition the origin of the studied metaperidotites can be further characterized.

Chromian spinels in (serpentinized) metaperidotites near Sedlice and Komárovce occur as euhedral to subhedral inclusions in olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and serpentine matrix. Cr-spinels represents Al-bearing phase in ultramafic rocks. The main cations are Al, Cr, Fe and Mg. The highest Mg#, i.e. [$Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$], and Cr and Ni contents reflect the most primitive (mantle) compositions of magma in the primary (magmatic) spinels. Moreover higher amount of Al_2O_3 (> 40 wt.%) is mainly a function of the original composition. Significant is also the TiO_2 dependence on Al_2O_3 concentration in melt. Varying values of spinel chemical composition reflect changes in metamorphic conditions. To determine the geodynamic environment of the origin the rocks diagrams TiO_2 vs. Al_2O_3, Cr# vs. Mg#, Al – (Fe^{3+} + 2Ti) – Cr, Al – Fe^{3+} – Cr, Fe^{2+}/Fe^{3+} vs. Al_2O_3 were used. Basic discriminatory parameters were Mg# [$Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$], Cr# [Cr/(Cr + Al)], Fe^{2+}/Fe^{3+} ratio, contents of TiO_2 and Al_2O_3 (in per formula units or wt.%) and content of Fo component in olivine, the latter in equilibrium with Cr-spinel. Classification diagrams were used on the basis of chemical composition of volcanic spinel from different geodynamic environments.

The ultramafic bodies near Sedlice and Komárovce reflect primary differences. According to basic discriminatory parameters, defined by the spinel chemical composition, the Sedlice ultramafic body is supposed to represent abyssal (mantle) peridotites of an ophiolite complex, while the Komárovce body a peridotite from the supra-subduction zone of mantle environment.

This work was supported by the grant APVV-0279-07.

M. KLÚZ: **Modelling of the groundwater pollution through transportation modules based on MT3D**

Department of Hydrogeology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

Aim of this article is to give a full-range overview of the groundwater pollution and transportation models based on the MT3D modular structure. Basic procedure for building the groundwater transportation model of the pollution is to make a conceptual of groundwater model based on the data from field, open source databases, etc. After the conceptual model is built, the use transportation model is highly recommended. The transportation module is the upper structure of the basic groundwater modelling software such a Modflow or Groundwater Vistas. The evolution of the transportation modules was done by two basic ways. Models designed by the private companies and by the public entities. The differences between models are in approach to the solution of the sorption, reaction and computation itself. The MT3Dv1.1 is three dimensional transportation program for a simulation of the advection, dispersion and chemical reactions in the groundwater. Program uses the modular structure and could be used in any groundwater flowing model with the block-centered grids, finite difference equation and proposition that the concentration has no effect on the groundwater flow itself. MT3D takes information about the groundwater flow and boundary conditions from the model of groundwater flow such a Modflow. Transportation models use mixed Eulerian-Langrangian method for the solution of the advection-dispersion-reaction equations in three basic characteristics: MOC – method of the characteristics, MMOC – the modified method of characteristics and HMOC – hybrid of these two methods. MT3D could be used to simulate: linear or nonlinear sorption with controlled equilibrium, non-reversible decay of the first-order. The successor of the MT3D is MT3D96 designed by C. Zheng in 1996 but recently is replaced by MT3D99. Its advantages are the better performance in computing of equations, using better performance in heterogenic porosity and unsteady flow, use of the non permanent concentration boundaries and better compactibility with Modflow. Additional advantage is the reaction package for BIOPLUME (aerobic and anaerobic reactions, chain reactions of parent-daughter compounds for nonorganic and organic mixtures). The public licensed MT3DMS was developed for the US Army to solve the problems with modelling of the multi-species contaminants in groundwater. It was obsolete and replaced by RT3D generation of reactive multi-spices transport in three dimensional software environment. The newest version RT3Dv2.5 contains a set of pre-programmed general reaction packages including: Tracer Transport, Two Species Instantaneous Reaction, Six Species, First-Order, Rate-Limited, BTEX Degradation using Sequential Electron Acceptors, Rate-Limited Sorption, Double Monod Model, Sequential First-Order Decay, Aerobic/Anaerobic Chlorinated Ethene Dechlorination. RT3D can simulate a multitude of scenarios such: natural attenuation evaluation used to predict fate and transport of groundwater plumes. Active remediation whether it be air sparging, chemical oxidation or accelerated bioremediation. The key is to understand the reaction kinetics of the attenuation or remediation process through scenarios involving contaminants such as heavy metals, explosives, petroleum hydrocarbons, and/or chlorinated solvents. The result of the article is provide the knowledge that the transportation models could be used as tool for the basic science or applied in the real life to find the best solution for designing groundwater treatment plant.

K. KRONOME: **Preliminary results of microfacies analysis of the Upper Triassic limestones of the Silica nappe in the Driečany Karst**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The Driečany Karst is built by the sequences of the Silica nappe. It is situated in the wider vicinity of the village Slizké in the Revúcka vrchovina Mts. in the southern part of the Slovenské rudohorie Mts. Limestones in this locality were in the past studied mostly by L. Gaál. Currently we mainly focused on the investigations of the Upper Triassic Hallstatt limestones at five outcrops by microfacies analysis. These localities are Kamenný jarok (outcrops A, B), Drienocká pustatina and Budikovany (two outcrops).

On the basis of conodonts the limestones in the locality Drienocká pustatina are Upper Tuvalian to Lower Norian in age; limestones in the locality Kamenný jarok (A) sedimented in Alaunian up to Lower Sevatian and limestones in the locality Kamenný jarok (B) are of Lower to Middle Sevatian age (Gaál, 1982). Limestones on the locality Budikovany show the Lower Sevatian age (Kozur and Mock, 1974).

Hallstatt limestones extend on both sides of the Kamenný jarok gorge between the villages Hostišovce and Slizké. In the northern part they extend to the southern margin of the Drienocká pustatina area, where they pass into the underlying Tisovec limestone. They are overlain by andesitic volcaniclastics. Hallstatt limestones are exposed on the surface in small areas near Budikovany and Driečany villages.

Limestones on the locality Drienocká pustatina are almost microsparitic packstone/grainstones with peloids, echinoderms, agglutinated foraminifers and thin shell bivalvias. They can form lumachelle beds in some positions.

Limestones in the locality Kamenný jarok (A) are almost grainstones with echinoderms, thin shell bivalvias and agglutinated foraminifers. In the upper part of the outcrop the microfacies of the limestones changes into wackestones to mudstones with radiolarians, osteocrinoids and filaments.

Limestones on the locality Kamenný jarok (B) are wackestones with radiolarians and very abundant spicules of calcified silicic sponges. In some layers lithoclasts of shell water grainstones to grapestones with micritic aureole were observed. These beds alternate with cocquina layers. In the uppermost part of the section bioclastic packstones with echinoderms and agglutinated foraminifers are present. The Triassic part of the outcrop terminates with erosive surface of the Hallstatt limestones and transgression of Egerian breccia of the Budikovany Beds.

The limestones in the locality Budikovany are almost bioclastic packstones with radiolarians, echinoderms, sponge spicules and filaments. The second outcrop on this locality is situated in wackestones with radiolarians and silicisponge spicules. The Triassic part of the section ends with limestones sometimes with cherts and is overlain by the Egerian breccia.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency with the contract No. APVV-0280-07, SK-AT-0005-08 and VEGA 1/0388/10.

M. KUBIŠ: **Geological and geotechnical problems during the construction of tunnels in the North and West Iceland**

Geofos Ltd., Žilina, Slovak Republic

Iceland is located in the middle of the Atlantic ridge on the rifting plate boundary between the Eurasian and North American plates. Iceland is therefore a relatively active volcanic area. The active zone of rifting and volcanism crosses the country from southwest Reykjanes peninsula to the northeast. The active zone is flanked by strips of Quaternary basalts followed by Tertiary basalts which often dip gently towards the active zone. Three tunnels in the north (Hedinsfjordur, 3.6 km; 6.5 km) and west Iceland (Oshlíd, 5.1 km) were driven

through a Tertiary basaltic formation consisting of basaltic lava sheet with interlayer of sediments and tuffs. A dominant feature of the Icelandic bedrock is the thin layered nature of the basalt succession and the gentle dip of the strata. Lava layer consists of the dense basalt in the middle with top and bottom scoria which is composed of basalt fragments, partially glassy and partially crystalline forming a porous breccias. The crystalline middle part is usually hard, dense basalt often with the light to dark grey colour. Individual layers of basaltic lava are about 10–15 m thick. The volcanic series of strata is intersected in many places by basalt dykes from several meters to several tens of meters thick. The rock has irregular columnar to polyhedral joint pattern resulted by cooling and by the tectonic activity. The joints are usually smooth to slightly rough, undulating with the gauge absent or thin clayey coatings or calcites. The sedimentary rocks are mostly composed of thin, fine grained tuffaceous interbeds and occasional thicker conglomerates. The Icelandic stratum makes tunnelling in the Iceland difficult. The tunnel faces consist frequently of mixed layers with different rock mechanical properties. Dykes and tectonic faults cut through the bedrock and groundwater problems are common. The rock classification (according to the STN 73 1001) was predominantly between R2–R5, the Q value according to the Barton (NGI) classification is from 0.08 to 15.0. The main joint sets were oriented either perpendicularly to the tunnel axis, or parallel to it. In many places the rock was heavily broken as a result of tectonic forces. The main problems were water inflows into the tunnel (150 l/min to 600 l/min, maximal 2 000 l/min).

U. KUBSIK[1] and R. KUBSIK[2]: **Wetlands as natural water purification system illustrated by the example of Matilda Channel valley**

[1]Academy of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Cracow, Poland
[2]The School of Management and Banking in Cracow, Faculty of Informatics, Cracow, Poland

The Matilda Channel was a part of Matilda lead ore and Galmei Mine and it was located in Chrzanów industrial district. Zinc and lead mining history of this area begins in 13th century but the most extensive mining was in 19th century. Matilda Mine was opened in 1850 and became the most productive mine before the Trzebionka Mine opening. The Matilda Channel had been a receiver of mine waters, flowing through some fish ponds and then discharging to the left side stream of Wisla, the Przemsza River. In the Matilda Channel valley ground waters horizon is located in the depth of 0.2–0.3 m and because of that there are many wetlands in this area. That allows the heavy metals infiltration with ground waters. At the present there are only about 2–10 dm^3/s of mine water flowing in the channel but in 1960–1970 when there was maximum of Matilda Mine production it was about $1m^3/s$. Matilda Mine was finally closed in 1972.

The highest heavy metals concentrations occur in the upper parts of the valley and they are decreasing after flowing through the fish ponds and wetlands. It can indicate that there is not any erosion of the flume deposit by the current flowing water. It also can be caused by the wetlands natural ability to settle heavy metals. Wetlands can work as a kind of settling basin and biological filters. Heavy metals can be immobilized by the bonding with organic matter. It is significant that the geochemical parameters of Zn, Pb and Cd are causing their easy bioaccumulation in the water plants and helophytes. Unfortunately this ability can cause that there will be high heavy metals concentration in the plants tissue. It can have toxic effect on the plant biocenosis and inhibit waters self-purification.

The lowermost concentrations are located near the Matilda Channel flowing to Przemsza River. That is why it can be indicated that wetlands and ponds which occur in the Matilda valley have a major improvement ability for the water quality in this area.

The significance of wetlands in the improvement of the water quality is widely accepted all over the world. Natural and constructed wetlands are being used to purify water from such sources as storm water drains, agriculture and industry. There are two major processes used – the trapping of suspended and dissolved contaminants. Simple physical presence of wetland plants and their proportionally large and extensive subsurface biomass is causing slowing of water flowing to very low levels and turns the wetland into a very efficient settling basin. Contaminants attached to these suspended particles are removed from the water.

Observed concentrations are consequences of the 20th century mine water flows. Even though that mine had been closed more than 30 years ago, heavy metals concentrations are still very high.

J. KUČEROVÁ: **Paleoclimate interpretation at the Locality Cigeľ**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The locality Cigeľ is situated in the Upper Nitra depression of the Handlová-Nováky brown-coal basin. The Cigeľ mine itself is located around five kilometres southeast of the district town Prievidza. The mine belongs to the principal coal-bearing Nováky Formation. It consists of clay, sand with tuffaceous layers and coal seams. Studied fossil flora comes from the "overlying clays" belonging to the Upper Badenian to Lower Sarmatian Koš Formation. This material is stored in the Hornonitrianske Múzeum in Prievidza.

The application of the CLAMP (Climate Leaf Analysis Multivariate Program) method was the main goal of the present study. Further research is focused on the anatomical interpretation of leaf macrofossils, statistics, quantitative paleoecology and taphonomical interpretation. Different predictive models demonstrate definite relationships both of the climatic variables and the leaf characters, but the precision of these relationships varies depending on the statistical model applied to the data. Application of the CLAMP method to the fossil flora assumes that if climatic parameters can explain physiognomic variation, then that variation can be used to predict climatic parameters. The analysis involves the relating of the fossil flora on the group of climate parameters. The multivariate data set should describe the leaf physiognomy more accurately; and thus reveal more precise relationship between physiognomy of woody dicot flowering plants and climate. Individual morphological data, for each taxon, are used for paleoclimatic reconstruction and ecological interpretation.

From all fossil leaves from the collection were chosen dicots only. They were sorted into morpho-species and were examined for the presence or absence of each of the 31 morphological characters used after CLAMP categorization. A total of 210 fossil samples were studied. The predicted climate parameters for the locality Cigeľ are:

- Man Annual Temperature (MAT): 19.59 °C
- Warm Month Mean Temperature (WMMT): 26.44 °C
- Cold Month Mean Temperature (CMMT): 13.07 °C
- Length of the Growing Season (GROWSEAS): 9.50 months
- Mean Growing Season Precipitation (MGSP): 215.60 mm
- Mean Monthly Growing Season Precipitation (MMGSP): 24.34 mm
- Precipitation During the Three Wettest Months (3WET): 98.11 mm
- Precipitation During the Three Driest Months (3DRY): 46.32 mm
- Specific Humidity (SH): 11.19 g/kg
- Relative Humidity (RH): 76.11 %
- Enthalpy (ENTHAL): 32.21 kJ/kg

Vegetation used in the dataset for this study indicate subtropical climate. The results presented here show the paleoclimatological picture of the locality Cigeľ. The leaf morphology is strongly correlated with the temperature and precipitation. With help of these parameters we are able to reconstruct the paleoenvironment and it can be used for the further interpretation and paleoclimate reconstruction.

The study of fossil flora from the geological collection of the Hornonitrianske Múzeum in Prievidza was made under the permit issued by the relevant authorities of this museum. Funding for this study was provided by financial support of grants UK/256/2009, VEGA 2/0060/09 and APVV-0280-07.

M. KWAŚNIAK-KOMINEK, M. MANECKI and T. BAJDA: **Limitations of cerussite as a mineral controlling lead pollution**

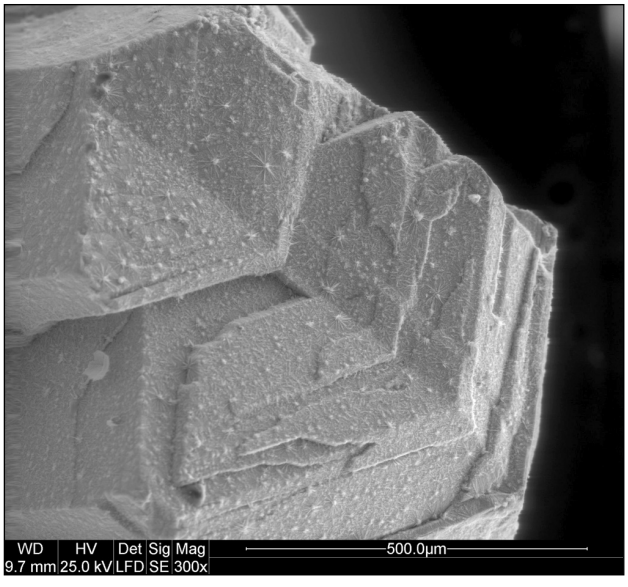
Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland

The toxicity of Pb in contaminated soils is strongly affected by mineral speciation. Cerussite $PbCO_3$ is a mineral often associated with galena in oxidation zones surrounding the lead ores. In the presence of phosphates, however, cerussite is expected to transform into less soluble and more thermodynamically stable pyromorphite $Pb_5(PO_4)_3Cl$. The objective of this study was to identify the conditions and the mechanisms of lead carbonate transformation into lead phosphate. The experimental design was based on published study of pseudomorphic replacement of calcium carbonates by apatites (Kasioptas et al., 2008).

In the first set of experiments, natural cerussite was reacted with a solution of 0.05 M KNO_3 and 0.025 M K_2HPO_4 at pH = 4.5 for 22 hours. SEM imaging (see photo below) indicates the formation of a new phase on the surface of cerussite, which was later identified with the use of XRD as $PbHPO_4$. This is in contradiction to the results of hydrochemical modelling by PHREEQC suggesting that pyromorphite is the most oversaturated phase in the experimental setup. Clearly, the mechanisms of nucleation at the conditions of the experiment are not driven by the simple thermodynamic relationships.

In the second set of experiments, 1 g of synthetic cerussite was placed in the 0.025 M KNO_3 solution together with 1 g of crushed natural apatite $Ca_5(PO_4)F$. This part of study builds upon the results of Zhang and Ryan (1999). After several days, formation of crystalline pyromorphite was observed with the SEM on the surface of some grains of apatite. This location of the precipitate may suggest that dissolution of Ca-apatite is slower than dissolution of $PbCO_3$ limiting the reaction to the proximity of the source of PO_4. This was further confirmed by batch kinetic experiments: dissolution of cerussite is much faster (0.00423 ± 15 % mmol/min) than the dissolution of apatite (0.00175 ± 12 % mmol/min). As a result, the equilibrium in solution with cerussite was established within 3 minutes while the apatite did not reach the saturation in 96 days.

Preliminary results of all these experiments indicate that the system cerussite-pyromorphite is much different from the system calcite-apatite and more research is needed to fully understand the thermodynamic and kinetic constrains of cerussite stability in the presence of phosphates. The research is funded by the MNiSW grant N N307 101535.



M. LAHO[1], M. BEDNARIK[1], Š. HURTÍK[2], R. HOLZER[1] and A. GREGOVÁ[3]: **Building stone in Banská Štiavnica – resources and properties**

[1]Department of Engineering Geology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic
[2]Ing. Štefan Hurtík, ul. A. Bernoláka č. 3, Banská Štiavnica, Slovak Republic
[3]Mgr. Andrea Gregová, KPU Banská Štiavnica, Slovak Republic

There are few places in the Central Europe, which have had such economic importance and the centre of a technological advancement, as a former royal city of Banská Štiavnica. The city was the centre of several centuries of precious metals mining activities. Contemporary importance of the city and the confirmed presence of the main mine management for the entire area of the former Lower and mid-18th century emergence of the mining academy, has reached a level that it has become in some respects a model for some other major European educational centres. With a large mining development in the 18th century, Banská Štiavnica became the area with the greatest accumulation of mining and the second largest city (in population) in Ungarn. From the period when the region of Banská Štiavnica began to create settlements (in the stream Štiavnica village and mountain mining village Glanzenberg Bana) are not identified remains of buildings. Intensive development of the region comes after the arrival of German colonists in the 12th and 13th century, bringing significant structural objects maintained until today in a rebuilt form. Current city (its formation is timed to the second quarter 13th century), especially its central part has undergone very complex evolution. Various historical events were the cause of development. The overall urban planning and construction characteristics of this extraordinary group are a result of the synthesis of all historical factors in the city in the time they took place. For the development and nature of Banská Štiavnica and the surrounding area had a major impact the building material for the objects of different nature (mine-service, church, residential, etc.). The most commonly used building material was a natural stone, being a product of mining operations. For the purposes of the required size of the blocks separate quarries were opened. The positive factor for the choice of a suitable stone was a rugged terrain of the Štiavnické vrchy Mts. with plenty of natural outcrops and permanent mining operation, which produced throughout the centuries large amounts of different rock material. In historical times, probably one of the most important criteria for the use of stone for building purposes was its surface and the availability of sufficient strength. These criteria are confirmed at construction sites in the Glanzenberg, where the Šobov clinopyroxene quartzite and the Paradajz andesite type were used. At the time of Roman and Gothic constructions there was the increased demand for building stone, intending to meet the required size blocks, the satisfactory workability, its texture and structure and decorativeness. According to the results of the observation focussed on the building stone (from the late 19th century) the buildings in Banská Štiavnica and its surroundings came only from the Štiavnické vrchy Mts. built predominantly of the neovolcanic complex.

G. LATO: **Preliminary characteristic mineralization in the river alluvium Mamuja (Halmahera Island, Indonesia)**

Department of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-UST, Cracow, Poland

The study area is located in the northern part of the Halmahera Island. The drainage basin of Mamuja River is built by igneous rocks of the calc-alkaline character, mainly tuffs, andesites, basalts, rhyolites and dacites. Fragments of mentioned rocks and heavy minerals are the principal components of Mamuja´s alluvium.

Two samples collected from the Mamuja River terrace and seaside sands near estuary, were the object of detailed studies. The topic of these studies was determining the mineral composition of the

river´s alluvium. The fraction of samples is below 1 mm. Sand in the samples is black in colour and also shows magnetic properties.

Magnetic fraction was separated using the hand size magnet. Both magnetic and non-magnetic fractions were the objects of microscopic studies in transmitted and reflected light. The Energy Dispersive Spectrometry (EDS) and XRD analysis were used for detailed studies of minerals and their chemical composition.

Black sands are composed at 75–80 % magnetic fraction each. It is composed of fine magnetite crystals dispersed within at groundmass and glassy groundmass. Feldspars (anorthite, albite), pyroxene, olivine, magnetite, hematite, pyrrhotite, ilmenite, rutile and chalcopyrite have been identified. Crystals of magnetite and hematite occur as separate grains of sands or form intergrowths with the waste rocks or minor sulphides. These crystals form the intercalation between the cleavage planes of pyroxenes. Occasionally the magnetite crystals are affected by martitization. The presence of mineral phase of chemical composition between magnetite and ilmenite was confirmed by the Energy Dispersive Spectrometry. Some admixtures of magnesium, aluminium, manganese and vanadium have been detected in this mineral phase. Apatite, pyrite and diopside were confirmed in samples using the EDS method.

Non-magnetic fractions comprise a 20–25 % of the samples. It is composed by feldspars, pyroxene, hematite and groundmass originating from igneous rocks. Hematite crystals replace waste rock. 1 μm magnetite inclusions were observed in rock fragments. The presence of sulphides was documented. There were mainly chalcopyrite, bornite and pyrite. Sulphides have rounded shape less than 20 μm in diameter. Sulphides occur in the form of inclusions in feldspar and pyroxenes. The presence of Na–Ca feldspar and Mg–Ca pyroxenes were found out by the XRD analyses.

P. I. LUNEV and S. V. POPOV: **Subglacial topography along the scientific traverse Vostok-Progress, East Antarctica**

Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia

During the field season of 2008/2009 the Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE) in the framework of the Russian Antarctic Expedition (RAE) carried out geophysical investigations along two regional radio-echo sounding profiles on the route Vostok – Komsomolskaya – Progress. Its total distance is 1.280 km. As a result, an important information on the subglacial relief and ice sheet of the earlier unexplored area was obtained, combining the important geological objects, without which the understanding of the structure of the continent as a whole is impossible. The subglacial relief in the investigated area is characterized by the vertical dissection – the height of the subglacial relief varies from – 315 m to 1.500 m with the average value of 400 m. The area is distinctly divided into three regional rock massifs (Komsomolskie Mts. and two nameless mountains) separated by the wide and deep valleys.

The mountain relief is also strongly dissected – deep (several hundred meters) valleys with the prevailing slope angle of 4–7° predominate. Judging by the symmetrical V-shaped form, they have similar orientation (perpendicular to the ice sheet flow direction) and are effluent channels for the ice flow. They are likely to be formed as a result of the glacier activity. The data obtained suggest that the Komsomolskie Mountains (adjoining the western side of the Lake Vostok) are characterized by a much bigger size than was suspected before and can extend for about 500 km in the western direction.

The radio-echo sounding studies revealed in the structure of the ice sheet several contrast layers with the wide occurrence. Some of them correspond well to the layers revealed in the area of 5G-1 borehole by the depth and boundary character which allows their dating. The revealed layers have a relatively permanent thickness and correlate well with the bedrock topography.

In addition, three subglacial water reservoirs were revealed along the profiles. They are situated at the 155th, 328th and 408th km from the starting point of the traverse. The length of the fragment of the first one is 2.2 km. The ice thickness there is 3.110 m. The part of the second one has the length of 1.5 km and the overlying ice thickness of 3.120 m. The extent of the third object is bigger. Its fragment has the length of about 7 km. These objects, as well as all other subglacial water caves, are limited to negative structures and have an even, sometimes sloping surface; they are characterized by an increased effective reflection coefficient and almost complete absence of lateral waves. The presence of subglacial water caves may be related to an increased heat flow, as it was established with respect to Lake Vostok, the rift nature of which is confirmed by many geomorphological, geological and geophysical studies. Thus, the data obtained prove that the Lake Vostok graben represents only a fragment of a more extensive rift zone, which spreads in the north--western direction.

Funding for this work was provided by the Russia Fund of Basic Research (RFBR grant 10-05-91330-NNIO-a).

J. MACEK: **Geochemical characteristic of oil and natural gas from Korňany oil spring (Western Carpathians, flysch belt)**

Department of Geochemistry, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The occurrence of crude oil and natural gas can represent a serious impact on the environment. Korňany village is well known for its oil spring. Resources of crude oil and earth gases were discovered in the Kysuce area by the year 1901, followed by production of small amounts of oil products from wells of depths up to 200 m. Focus area lies in the Magura flysch belt of Western Carpathians, that has a certain potential for large accumulations of oil and earth gas in deeper layers of the geological profile. The Korňany oil spring is from the year 1993 classified as Protected natural monument. Oil is leaking from an excavation located above the local creek, so in the case of a bigger yield it could affect the water system. This study aims the geochemical study of the discharged hydrocarbons and natural gasses, their structure and exposure to biodegradation processes. Oil sample density was set to 856 kg/m^3, with the highest proportion of aliphatic compounds (76 %), followed by aromatic compounds (16 %) and those of non-hydrocarbon origin (11 %). Gas chromatography proved its Tertiary genesis and the distribution of n-Alkanes shows, that we deal with the light oil, an condensate. The major component of the earth gas is methane (65 %) with a large volume of higher hydrocarbons (butane to heptane; 21.57 %) thus indicating oil formation phase.

V. V. MAKHNACH: **Paleogeography of Pripyat Strait in Callovian-Oxfordian**

Belarusian State University, Belarus

In the Early Callovian time the territory of Belarus as of spore-pollen of the analysis was found in the zone coniferous – broad-leaved wood, which developed mainly on denudation – lowland land form. Whole territory of the country was included into the East-European province of subboreal area. During the time of *Macrocephalites hervey* on the territory of Belarus the migration of boreal faunas in the south latitudes was registered, conditioned by the cool arctic currents, getting into the Middlerussian Sea. This event in the Polish Sea was not reflected, indicating that no connection between the Russian and Polish basins has existed. During the time of *Sigaloceras calloviensis* the Pripyat Bay was formed and there began the migration of a new type of the shellfish from the Caucasian basin (*Sigaloceras mangischlakense* Sok et al.). In the time of *Kosmoceras jason* and at the end of the time of *Sigaloceras calloviensis* the Pripyat Strait started to be formed. This was evidenced by the delta sediments in the eastern part of Podlyassko-Brestskaja depression. The active migration of the fauna from the Polish basin in Middlerussian Sea has begun, lasting up

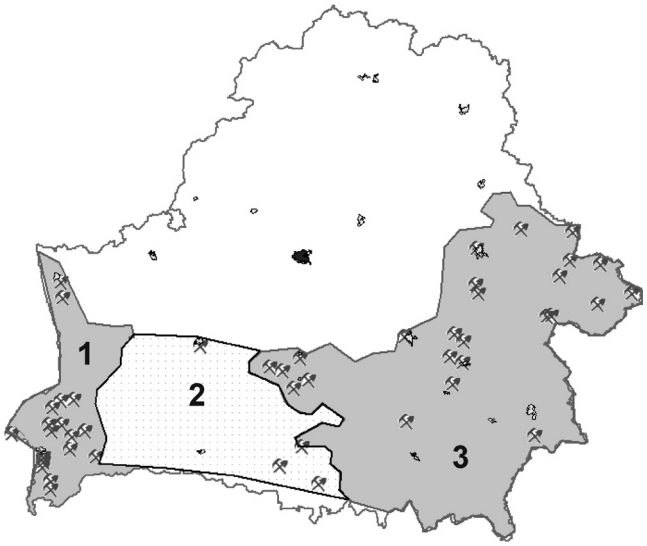


Fig. 1. Paleogeography map of Jurassic of Belarus (Callovian--Oxfordian). 1 – Remote area of the Polish Sea. 2 – Pripyat Strait. 3 – Remote area of the Middlerussian Sea. The symbol of crossed hummer and shovel indicates the location of Jurassic sediments penetrated by boring.

to the end of the time of *Amoeboceras ilovaiskii*. The fauna of the shellfish obtained the subboreal, boreal or mediterranean traits.

At the beginning of Oxfordian there occurred changes: coniferous – broad-leaved wood exchange by the more thermophilic wood with marsh mode, and the sea transgression reached the maximum. During time of *Cardioceras cordatum* in the sea conditions the coral reefs have developed, which buildings were tracked from the eastern part of the Polish basin to the south-western part of the Middlerussian basin. The Pripyat Strait has existed during the all time of *Cardioceras cordatum*. Later, during the time of *Cardioceras densiplicatum* the paleogeographical transformations are registered, being caused by the climatic changes. Flora and fauna obtains the boreal marks. The significant provinciality in the structure of fauna was registered. On the west of the Pripyat Strait there was formed the Middleeuropean province, but in the east – the Middle-Russian province. Since the time of *Amoeboceras alternoides* the Pripyat Strait was closed and to the end of the Oxfordian it had an unstable mode.

These events have conditioned many differences in the stratigraphy and paleogeography. The uniqueness of the paleogeographical history of the Pripyat Strait was explained by the location in the active zone of the boreal and the Tethys (Mediterranean) of the areas, but simultaneously accompanied with several paleobiological events. The detailed study of the stratigraphy of sediments, morphologies of the fossils, species composition of fauna and the paleogeographical changes will allow solving the problems of correlations of geological events in the boreal and Tethys area.

D. A. MAMONTOV and O. A. ORLOVA: **Interpretation of the results of the palynological research of the Visean deposits from the borehole 1P/A, Kaluga region (Russia)**

Department of Paleontology, Moscow State University, Moscow, Russia

The palynological research of the Viséan deposits from the Kaluga region, Russia (the borehole 1P/A, southern wing of the Moscow syneclise) has been carried out. Main attention was devoted to the changes of the vegetation during the Viséan Age. As a result of palynological analysis of the miospores distribution five

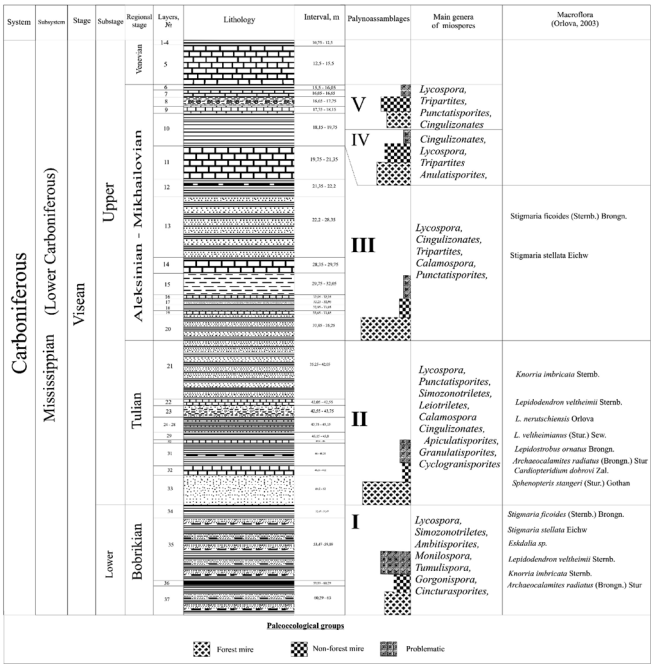


Fig. 1. Paleobotanical, lithological and paleoecological characterization of the section of the borehole IP/A (Kaluga region, Russia).

palynoassemblages have been determined. The palynoassemblage **P I** is defined by the following miospore genera: *Lycospora* (36 %), *Simozonotriletes* (9 %), *Ambitisporites* (9 %), *Monilospora* (7 %), *Tumulispora* (6 %), *Gorgonispora* (5 %), and *Cincturasporites* (3 %). The palynoassemblage **P II** is characterized by the predominance of *Lycospora* (72 %), first appearance of *Cingulizonates* (2 %), and increase of diversity miospores of the triangular to circular outline, with laevigate, granulose, spines and cones ornamentation (*Leiotriletes*, *Granulatisporites*, *Apiculatisporis* etc). *Tripartites vetustus* Schem. (6 %) has been firstly found in the palynoassemblage **P III**. *Cingulizonates* (47 %) dominates in the palynoassemblages **P IV**, but percentage of *Lycospora* (7 %) is decreased here. Amount of *Lycospora* (28 %) and *Tripartites* (16 %) is increased in the palynoassemblage **P V** in comparison with the previous one. Paleoecological interpretation of the palynoassemblages based on the affinity of dispersal spores with the in-situ spores has been proposed. Thus, the miospores of the studied palynoassemblages have been subdivided into 3 paleoecological types: forest-mire, non-forest mire and problematic. Percentage of the forest-mire type is reduced upward the section (Fig. 1). In the same direction the amount of non-forest mire type is increased (Fig. 1). Miospores from the palynoassemblage **P I** are the most difficult for defining their paleoecological position. Most probably, that terrestrial parent vegetation was changing from the forest mire to the non-forest mire landscapes during the Viséan age. Our palynological results correspond with macrofloral data of Kaluga region (Orlova, 2003).

The research was supported by the Russian Foundation for Basic Researches, project No. 08-04-00633.

K. MANGOVÁ and P. ŠPANEK: **Possibility of the successful reclamation of the tailing dump in abandoned ore deposit Smolník**

Department of Mineral deposits, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

Closed Cu-pyrite ore deposit Smolník is located in the southern part of the Slovak Ore Mts. between villages Smolnícka Huta and

Smolník. The mining lasting more than 700 years was finished in 1990. The pyrite oxidation and the acid mine drainage (AMD) generation are the main environmental risks in the abandoned mine area. The AMD risk assessment must be done in the reclamated tailing impoundment, too. Despite the reclamation, it represents the serious source of the water pollution by Fe, As, sulphates a. o.

The acidification of the soil horizons and the distribution of reminded pollutants in the antropogenic soil of tailing surface were studied in our research. A set of 90 samples was taken from the tailing surface in three horizons (surface 0–20 cm, middle 40–50 cm, bottom 80–100 cm). Sampling points were distributed in regular network with extent 50 x 50 m. The results of pH measurement in tree depth-layers, the sulphates content in 40–50 cm layer, nitrates and organic carbon contents in the selected points of the network were determined in the first part of research.

It is discussed whether the decreasing pH values in the antro--soil horizons (0–20 cm, 40–50 cm, 80–100 cm) directly relate to the sulphate, nitrate and organic carbon contents and how they can be related to the potential As and other metals mobilization.

M. MARUTA: **The Inoceramian Sandstones of the oil--bearing Łodyna Oil Mine & Chwaniów Anticlines in the Strwiąż drainage area – fracturing parameters**

Department of Fossil Fuels, AGH-UST, Cracow, Poland

So far, the discovered hydrocarbon fields in the marginal zone of the Skole napple in the Inner Depression, which can be characterized by the substantial Oligocene dynamics resulting in the potential source rocks of the Middle Cretaceous and Early Oligocene, which reached the thermal maturity necessary for generating the liquid hydrocarbons.

The greatest oil and gas resources have been documented in the Łodyna Oil Mine Anticline in the Kliwa Sandstones of the Menilite Beds, which have good effective porosity and intergranular permeability.

An estimate of the influence of the Inoceramian Sandstones fracturing on their reservoir properties has been presented. It is based on the author´s own geological studies in the area of Brzegi Dolne – Krościenko. In this area, such studies have not been carried out previously and the cores from the wells have not been preserved.

Results of the studies, as well as the results of porosimetric analyses, have shown that the Inoceramian Sandstones belong among the rocks with low reservoir capacity, they are slightly permeable and have low effective-fracturing coefficient. Furthermore, the results have confirmed the influence of the Inoceramian Sandstones fracturing on their potential permeability.

M. MATEJOVÁ: **Geological research of the western Orava part of the Pieniny Klippen Belt focused on sedimentology and tectonics**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

Studied area is situated on the eastern side of the north-south trending structure – Zázrivá fault, which dislocates the narrow tectonic unit called the Pieniny Klippen Belt. The area of interest is remarkable by the presence of tectonic units as Orava unit, Czorsztyn and Kysuca unit, as well as the succession of Fatric unit. Rocks of the Magura nappe and Central Carpathian Paleogene are also present and they are in a close contact. This is the only place of its appearance in the whole Western Carpathian arc. In the studied area the most commonly occurred unit was the deep-water Kysuca unit, with shallow-water Czorsztyn unit following. In these units two sedimentological profiles where demarcated – Revišné 1 and Revišné 2. Both profiles were microfacially analysed. Profile Revišné 1 is represented by one strata of Mesozoic pale limestones with cherts, where time succession was determined by the change of cadosina zones. The profile Revišné 2 crosses through the whole Czorsztyn unit and it encompasses also the Krasín breccia, which was not described in the Orava part of Pieniny Klippen Belt before.

Structural data as slickensides, veins and folds were measured. Structures occurred mostly in the Upper Jurassic to Lower Cretaceous limestones and in siltstones and sandstones of Central Carpathian Paleogene sediments. Structural data were processed in the software application Win-Tensor (Damian Delvaux, 2008), where data was separated into homogeneous groups and the affected stresses were calculated. The oldest paleostress event was characterized by the compression in a NW–SE direction and extension in NE–SW direction. Change in tectonic regime came with rotation of compression to the direction N–S. Last documented paleostress event had NW–SE oriented extension and caused creating of normal faults, tension fractures and veins.

Results shall be specified by more detailed study of structures extracted from the Central Carpathian Paleogene rocks, because they have more accurate information about the young tectonics which formed the Pieniny Klippen Belt in the last events of its shaping.

V. MIKUŠ[1], D. PLAŠIENKA[1], R. PAŠTEKA[2], M. BIELIK[2], M. ŠUJAN[3], H. ZEYEN[4] and Č. TOMEK[5]: **Application of the geophysical methods to the Pieniny Klippen Belt tectonic research**

[1]Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic
[2]Department of Applied and Environmental Geophysics, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic
[3]EQUIS, Bratislava, Slovak Republic
[4]Départment Sciences de la Terre, Université Paris-Sud, France
[5]Czech Geological Survey, Brno, Czech Republic

The studied area is situated in the Pieniny section of the Klippen Belt in the eastern Slovakia, near the village Jarabina. The aim of our research was to clarify its tectonic structure by combination of the surface geological mapping and structural investigation with the interpretation of the subsurface structure using various geophysical methods.

The detailed gravimetry was one of the applied geophysical methods. The gravity survey consists of the high accurate gravity profile measurements. These data have been processed into the Bouguer gravity anomalies. The interpretation is illustrated by the geological-geophysical profiles, which show the lithological members and their density parameters. The influence of surrounding geological units is clearly observed in the southern and northern parts of the profile. They represent large sedimentary units (Central Carpathian Paleogene Basin and the Magura nappe, respectively), composed of low density rock masses. The rocks included in the Pieniny Klippen Belt (PKB) have a higher density and the graph of the Bouguer anomalies creates an elevation above it. Consequently, the lateral limits of the PKB are relatively clear. The anomalies within the PKB are not so sharp, what results from the small differences between the density values of its lithological members. Continuation of the klippen bodies from the surface to the depth and their geometrical limitation was inferred by the density modelling. The computed graph line corresponds considerably to the klippen structures continuing to the depth. The bodies on the surface have only a weak effect.

It is also interesting to compare the density modelling results with the results of the interpretations of the geoelectrical and seismic measurements, which were performed on the same locality, too. The method of the vertical electrical sounding (VES) detects the variability of electric resistivity to the depth. It is indicative for the horizontal geological boundaries. The physical boundaries in the measured profile are nearly identical with the gravimetric ones. The boundary between sediments of the Central Carpathian Paleogene Basin and

PKB, as well as the information about the distribution of the klippen mantle are well comparable with the results obtained by the gravity measurements.

The seismic tomography was the third method used. It was applied only on a short part of the gravimetric profile, however (120 m). The velocity of the seismic waves depends on the petrophysical properties of subsurface sediments and generally increases from the surface to the depth. The highest values were found in the klippen bodies. Similar high seismic velocities were recognized also at the shallow subsurface depths (somewhere it was at the 3 m depth), which may be interpreted as hidden klippes.

There was made a large seismic investigation in the eastern Slovakia (Mořkovský et al., 1981). The seismic reflection profile 30/80 was measured about 13 km SE of Jarabina. It shows the situation in the depths up to 5 km. The boundaries among the Central Paleogene Basin, PKB, Magura flysch and substratum are clearly visible. Moreover, it also brings good information about the internal structures of these geological units.

The section-based, high-resolution geophysical methods combined with the surface geological investigations brought results that are applicable for the tectonic interpretations. They were also used for localization of two short (200 and 140 m), but continuously cored boreholes that generally confirmed the interpreted subsurface structure, at least up to these depths. Therefore the capability of such an approach for unravelling the structure of internally complicated zones, like the PKB, appears to be satisfactory and has been applied also in the other PKB regions.

This work has benefited from the financial support provided by the Slovak Research and Development Agency (projects APVV--0465-06 “Tectogen” and LPP-0225-06 “Bradlo”), which is gratefully acknowledged. M. Bielik and R. Pašteka are also grateful to the VEGA partial support of this work (grants Nos. 1/0461/09, 2/0107/09 and 2/0072/08).

D. OKUPNY and J. FORYSIAK: **Relationships between biogenic sediment age and its lithological type in the central Poland peatlands**

Department of Quaternary Research, University of Lodz, Lodz, Poland

The research into the peatland geology and stratigraphy of the central Poland conducted at the University of Lodz for the past 10 years has provided a wealth of interesting information on chemical composition and lithology of biogenic sediments. The laboratory work led to the identification of the main chemical components of biogenic sediments, i.e. organic matter, inorganic matter, and calcium carbonate. Determining the proportions of these compounds makes it possible to reconstruct environmental changes in the lakes, the peatland´s ecosystem and its surroundings.

The results of geochemical analyses of several hundreds biogenic sediments are presented from 10 peatlands in the central Poland: *Bartochów*, *Czarny Las*, *Czarny Ług*, *Ługi*, *Ner-Zawada*, *Światonia*, *Świnice Warckie*, *Wierzbowa*, *Wilczków* and *Żabieniec*. The analyses consisted of two methods: First, loss on ignition test (incineration of a few grams of the sediment in a muffle furnace at 550 °C for 4 hours) was employed and then the Scheibler volumetric method (determination of the carbonate content in the soil) was also used. The results obtained in the laboratory were analysed by means of the *Statistica* programme. The calculated measure of average, dispersion, measure of asymmetry and concentration were compared with the stratigraphy of biogenic sediments. The age of biogenic sediments indicated by means of radiocarbon dating and palynology was based on existing relevant publications. Measure of average was broken down for each parameter according to median. Furthermore, measure of variability showed how the values of individual parameters cluster around the central value. Variation in the parametres values was studied by means of interval of variation, standard deviation, variation of coefficient and quartile interval. The coefficient of skewness and kurtosis were used to examine the data structure for populations at each site. The co-efficient of skewness is classified as a measure of asymmetry, while kurtosis belongs to measure of concentration.

Documented by the studies of sediments, the geochemical stratification made it possible to distinguish a few evolution phases of the central Poland peatlands. Identified in the bottom part of the majority of collected cores, the geochemical layer corresponds to basins with low biological productivity and with considerable mineral suspended matter from the catchment of *Czarny Las*, *Czarny Ług*, *Światonia*, *Wierzbowa*) and considerable chemical denudation (*Ługi*, *Świnice Warckie*, *Żabieniec*). In the case of peatlands in *Wierzbowa* and *Czarny Las* this stage should be associated with the mineral matter enrichment due to fluvial processes in the Late Glacial and aeolian activity in Sub-Atlantic period (*Czarny Ług* and *Światonia* peatlands). In the biogenic sediments of peatlands in *Ługi*, *Świnice Warckie* and *Żabieniec*, large variation of coefficient of calcium carbonate (even over 70 %) is due to products of the catchment rocks dissolution in the Late Glacial. In the top part of the sediment in the *Bartochów* and *Ner-Zawada* peatlands, the chemical composition of sediments is relatively constant and it could be attributed to appreciable concentration of organic matter. An increase in calcium carbonate should be associated with the circulation of groundwater after the melting of permafrost at the beginning of Holocene. An increase in inorganic matter, documented in the top part of peatland body in all peatlands, results from human activity in Holocene (e.g. deforestation of catchment area and surface wash of soil).

This study shows that the main chemical components of the biogenic sediments depend on the morphological position, the fed way, changes in the intensity of denudation in the catchment area, lithology in the catchment area and the human activity.

O. A. ORLOVA, A. L. JURINA and D. A. MAMONTOV: **Developmental rectigradation of stelar elements of the arthrophytes in the Upper Paleozoic**

Department of Paleontology, Moscow State University, Moscow, Russia

The research was devoted to the integrated study of anatomical structure of the Upper Paleozoic arthrophytes and to definition of the developmental trend lines in the evolution of their stelar elements. The collections of anatomically preserved arthrophyte stems from the Upper Devonian–Carboniferous deposits of Russia have been studied. The oldest member of arthrophytes is represented by the unique plant of *Pseudoborniales* (Frasnian-Fammenian, Upper Devonian). The anatomical structure of the branches of different orders of *Pseudobornia* has been studied. Only the long tracheids of the primary xylem were found. Most likely the stems of *Pseudobornia* did not have secondary growth. The second order of arthrophytes – *Sphenophyllales* (Upper Devonian (Fammenian)–Permian) is characterized by the primary xylem of protoslele-type and secondary xylem with fascicular tracheids. To compare with *Sphenophyllales* the stems of *Calamitales* (Upper Devonian–Permian) had arthrostele-type of stele with abundant secondary xylem. Secondary tissues of the last arthrophyte order – *Equisetales* (Carboniferous–recent) are absent in most cases. Consequently, first arthrophytes (*Pseudoborniales*, Frasnian age) could be reconstructed as the high herbaceous plants without secondary tissues. The secondary growth firstly appears in low scrambling plants of *Sphenophyllales* at the Fammenian. Arborescent plants of *Calamitales* with a thick secondary wood dominate among other arthrophytes from the Carboniferous to the Lower Permian. Recent arthrophytes belonging to the single genus of *Equisetum* are herbaceous plants. They are characterized by the lacking of secondary tissues as the first arthrophytes of *Pseudobornia*.

The research was supported by the Russian Foundation for Basic Researches, project No. 08-04-00633.

S. OZDÍNOVÁ: **Lower Oligocene cooling term and calcareous nannofossils from the Paleogene basins of the Western Carpathians**

Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovak Republic

The Eocene-Oligocene is a critical period in Cenozoic climate evolution that coincided with the development of the first East Antartic ice–sheet, close to the Eocene Oligocene boundary. During the Upper Eocene the nannofossil assemblage data reveal that there were several minor SST decreases (coolings) from 36–34 MA, before Eocene/Oligocene boundary (Persico and Villa, 2004).

Biotic events are linked to major changes in the ocean circulation and climatic change, calcareous nannoplankton, has been affected by the oceanic and climatic evolution. The nannoassemblages are subdivided into four categories, based on their temperature preferences: warm–water, temperate water, cool water and no preferences (Wei et al., 1992).

The Upper Eocene and Lower Oligocene calcareous nannofossils were studied in the two Paleogene basins from the Western Carpathians: the Liptovská kotlina Depression – Vlachy borehole and in the Upper-Nitra Basin – Kocurany borehole. The calcareous nannofossils from the nannoplankton zones NP 21 – NP 23 (Martini, 1971) were found in the Oligocene sediments from both boreholes.

Zone NP 21 Ericsonia subdisticha – beginning in the Upper Eocene with association *Istmolithus recurvus*, *Discoaster saipanensis*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster deflandrei*, *Dictyococcites bisectus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Lanternithus minutus*, which were found in the borehole Kocurany. The upper part of this zone getting along to the Lower Oligocene and in the nannoassemblage *Discoaster saipanensis* and *Discoaster barbadiensis* absented or very scattered. The upper part of Zone NP 21 was found in both boreholes, and calcareous nannofossils typical for this zone were enriched by the *Biantolithus spinosus*, *Helicosphaera compacta*, *Helicosphaera perch-nielseniae*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *Reticulofenestra hillae*, *Reticulofenestra* cf. *lockeri*.

Zone NP 22 – Helicosphaera reticulata – was assigned in both boreholes on the basis of first occurrences *Chiasmolithus altus*, *Sphenolithus distentus*, and sporadical presence of *Isthmolithus recurvus.* Species *Cyclococcolithus formosus*, *Reticulofenestra umbilica* and *Lanternithus minutus* have the last occurrence in this zone. The assemblage was represented by the stratigraphical important species – *Chiasmolithus oamaruensis*, *Reticulofenestra hillae, Reticulofenestra lockeri*, *Sphenolithus predistentus*.

Zone NP 23 – Sphenolithus predistentus – was determined in both boreholes on the basis of absence *Lanternithus minutus* and outcrop of *Reticulofenestra ornata*, which is endemic form for the Paratethys, typical for the Zones NP 23 and NP 24. In the series were observed stratigraphical important species like *Helicosphaera compacta*, *Sphenolithus predistentus*, *Reticulofenestra lockeri*, *Reticulofenestra hillae*. The species *Cyclococcolithus formosus* and *Reticulofenestra umbilica* were outcropped sporadically. The most extensive group of the species was composed from *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *Zygrhablithus bijugatus*.

Paleoecology:

Cool-water trend of the nannoassemblage is characterized by the abundance of genera *Reticulofenestra*, *Dictyococcites*, *Chiasmolithus* and by a big size of the specimens from these genera. Cool-water sedimentation environment were eutrophic, excepting some intervals with the species preferring shelf and warm water – *Braarudosphaera bigelowii*, *Pontosphaera discopora*, *P. rothii*, *P. enormis*. Appearance and occurrence of the endemic form *Reticulofenestra ornata* in the Zone NP 23 signalized decreases of the salinity and proceeding brackish character of the sedimentary area.

The research is supported by the Slovak Research Agency (APVV-51-011305).

M. PAWLIKOWSKI[1], R. PFITZNER[2] and A. BIENEK[1]: **Comparison of human carotids and peripheral artery atheromatous plaques**

[1]Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland
[2]Department of Cardiovascular Surgery and Transplantology, Jagiellonian University Medical College, Cracow, Poland

The researches were carried out on sclerosis lodgment removed from human carotids and peripheral arteries. The material for the examinations was retrieved during operation from 42 patients who had atheromatosis. The main aim of these researches was to indicate possible similarities and differences between mineralization of human carotids and peripheral arteries. The examinations were conducted with digital microscopy, polarizing (PLM) and scanning (SEM) microscope, infrared absorption spectroscopy (IRS), x-ray diffraction analysis (XDF) and x-ray spectroscopy (EDS). Researches allowed to state that analysed atheromatous plaques have similar character in carotids as well as in peripheral arteries. This character can be purely mineral (phosphatic), organic (cholesterol-phospholipids) or mixed mineral-organic, where both elements remain in variable proportion of quantity. Researches suggest that regardless of character of the mineralization in most of analysed examples, atheromatous plaques in examined carotids were more massive than atheromatous plaques in peripheral arteries.

Recognized, diverse character of the mineralization of atheromatous plaques, which is a result of specific biochemical processes appearing in organism, should be involved proper prophylaxis and treatment.

Ľ. PEČEŇA and R. VOJTKO: **Structural style frontal part of the Krížna nappe in the Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians, Slovakia)**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

The original paleographical domain of the Fatric Unit was located between the Tatric and Veporic realms and was represented by a rhomb-shaped basin. The unit is extended from the Vienna Basin on the west to the Humenské vrchy Mts. on the east. While the axial part of this structure is represented by the Zliechov deep--water succession, the margins consist of shallow water sedimentary successions. The Belá partial nappe is composed of a shallow marine Jurassic succession, which was located in the northern margin of the Zliechov Basin. In the Zliechovská hornatina highland of the Strážovské vrchy Mts., the Belá partial nappe is overridden by the huge Krížna nappe, the zone between them is formed by the "Kremeniny imbricated zone". This transitional zone is composed of both deep-water (the Zliechov type) and shallow-water (the Belá type) Jurassic sedimentary sequences. The contemporary structure of the Krížna nappe system is a result of three main tectonic events. The first one is represented by thrusting of the nappe body over the Tatric Unit after the Turonian. This thrusting was followed by tectonic disintegration of the nappe body into several independent tectonic duplexes and the imbricated structure of the Krížna nappe developed. As a consequence of this process, also the recumbent fold of the Belá nappe was formed. The second event occurred during the Paleogene compressional tectonic regime. General antiform structure was formed during this deformation phase. The Early Miocene transpression/transtension tectonic regime produced south-verging backthrusts that influenced large part of the Krížna nappe.

This study was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0465-06.

L. RYŠAVÁ: **Microfacial analysis of the Mesozoic sequence of the Choč Nappe of the Čachtické Karpaty Mts. in the Bzince pod Javorinou/Hrušové (Western Carpathians)**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

Studied area is located as the natural outcrop of the forest road near Hrušové village. This area offers partially exposed sequence of Triassic to Lower Cretaceous, which was sampled for microfacies analysis. The following lithofacies types were recognized:

Reifling Limestone (Anisian – Carnian) is represented by pelbiomicrosparite microfacies (wackestone) with the transition into filament microfacies (packstone) with the rare occurrence of foraminifers, fragments of bivalves, crinoid occicles, ostracods, microproblematics (*Baccinella floriformis* Pantić, *Aelisaccus gracilis* Pantić). Matrix is intercalated by stylolites and calcite veins with abundant concentrations of pyrite.

Wetterstein Dolomite (Ladinian – Carnian) – dolomitic limestone to dolomite contains very rare fragments of crinoid collumnalia, foraminifera (*Nodosaria* sp.) and small pellets.

Dachstein Limestone (Latest Norian – Rhetian) is built of packstones to grainstones of pelbiomicrosparite microfacies locally with the transition into oosparite microfacies. They contain fragments of Dasycladaceae, gastropods, ostracods, bivalves, hyaline and agglutinated foraminifers, *Nodosaria* sp. and crinoids.

Hierlatz Formation (Sinemurian – Pleinsbachian) is built by limestones composed entirely of crinoid collumnalia (grainstones). Most of them are reworked showing twin lamella; some of organic fragments are impregnated by Fe-oxides. Crinoids are bordered by many stylolits. There are also fragments of molluscs, foraminifers, echinoid spines, the extraclasts of pelmicrosparite limestones and shales and sporadically rich glauconite scattered in the matrix.

Rotenstein Limestone (Callovian – Oxfordian) belongs to wackestones to packstones of the filament microfacies passing locally to the radiolaria-filament microfacies. They contain also globochaetes, foraminifers, crinoids and molluscs fragments. The Rotenstein Limestone was previously defined as only Oxfordian in age; the Callovian age could be considered on the base of results obtained by this study.

Tegernsee Formation (Kimmeridgian – Tithonian). Limestones of the wackestone to packstone structure have globochaete--saccocoma, globochaete-filament and radiolaria-sponge, microfacies. Limestones contain sponge spicules, calcified radiolarias, cysts of calcareous dinoflagellates – *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Schizosphaerella minutissima* (Colom), *Cadosina parvula* Nagy, *Colomisphaera nagy* (Borza), *Colomisphaera pieniniensis* (Borza), *Cadosina semiradiata semiradiata* Wanner, *Colomisphaera fibrata* (Nagy) *Colomisphaera carpathica* (Borza), *Carpistomiosphaera borzai* (Nagy), *Parastomiospahera malmica* (Borza). Radiolarians and cores of dinoflagellate cysts are sporadically silicified. Fragments of brachiopods, bivalves, aptychy and crinoids are also present. On the base of biostratigraphically important biomarkers limestones studied belong to the Upper Kimmeridgian Borzai Zone and Lower Tithonian Malmica Zone (sensu Reháková, 2000). Began et al. (1982) included this formation in the Oberalm strata.

Oberalm Beds (Late Tithonian – Late Berriasian) represented wackestones of radiolaria-calpionella, calpionella-globochaete microfacies. They contain crinoids, bivalves, sporadically saccocomas, sponge spicules, ostracods, aptychy, fragments of foraminifers, *Involutina* sp., *Crassicollaria parvula* Remane, *Crassicollaria colomi* Doben, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Remaniella ferasini* (Catalano), *Remaniella borzai* Pop, *Remaniella catalanoi* Pop, cysts – *Schizosphaerella minutissima* (Colom), *Cadosina semiradiata fusca* Wanner. Calpionellid markers indicate Late Tithonian Crassicollaria Zone (Colomi Subzone) and the Berriasian Calpionella Zone with its Elliptica Subzone (sensu Reháková, 1995).

This work was supported by the grant APVV-0280-07.

D. SALA and G. RZEPA: **Geology and mineralogy of ochreous sediments from Zabratówka – Preliminary results**

Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection; AGH-UST, Cracow, Poland

The subject of this work is the accumulation of ochre in Zabratówka village located about 20 km south-east from Rzeszów. The area is situated in the eastern part of the Outer Carpathians, within the Dynowskie Foothills which are built of the Skole unit formations (flysch sediments of the Lower Cretaceous-Lower Miocene age). It is characterized by a varied relief with mild hills and cut-up stream valleys.

The ochre layer is located in an elongated valley surrounded from three sides by the hills. It is covered with the layer of younger deluvial clays and in its bedrock there may be found fragments of the Menilite Formation. In the bottom of the considered area the soil is a bit wet and in its central part there are peat inserts.

It was found out that the accumulations of the considered mineral are in the form of ochreous sediments of different colours, from yellow through different shades of red to brown. In several cases also the presence of cemented ferruginous concretions of up to several centimeters was identified. Iron compounds are dispersed in brown, grey and bluish clays. Moreover, there were observed yellow and rust-coloured eruptions of iron compounds emerging during outflows of underground waters and black layers of manganese compounds covering gravels of the nearby creek.

The main aim of the study was the mineralogical and geochemical characterization of ochreous sediments as well as the analysis of the spread of the layer, its thickness and its variability. In the initial phase of the project 16 examinations were performed. In order to develop the preliminary chemical characterization, content of iron and manganese, both complete (after dissolution in HF and HCl) and associated with amorphous oxides (after extraction with oxalic buffer), were marked in the sediments using the AAS method. Mineral composition was estimated using X-ray Powder Diffractometry (XRD) and thermal analyses.

It has been proven that the content of iron and manganese in the ochre sediments changes significantly depending on the location of the sample. The total Fe content varies from 6.66 to 48.04 wt.% (av. 19.02 wt.%), with the largest concentrations found in concretions. Relatively large amount of Fe may be also found in the surrounding clay – it ranges from 3.28 to 13.61 wt.% (av. 5.64 wt.%). Content of iron extracted with oxalic buffer range from 0.69 to 20.94 wt.% (av. 8.92 wt.%) in the case of ochre and 1.24–8.68 wt.% (av. 2.98 wt.%) in the case of clay sediments. Concentrations of manganese in samples of ochre and ochre clays are visibly smaller and come to: 0.004 to 1.188 wt.% (av. 0.369 wt.%) and 0.018–0.239 wt.% (av. 0.069 wt.%).

Results of the diffractometric analysis indicate that goethite is a dominant iron mineral phase present in the ochre. It is characterized by a weak structural reorganization and is accompanied by small amounts of quartz and alkali feldspars, and in some cases, by manganese oxides. However, the ochre clay is dominated by clay minerals (illite), next to which appear in variable quantities goethite and clastic minerals (quartz and feldspar). Moreover, significant concentrations of iron extracted with oxalic buffer indicate the presence both in ochre and clay of amorphous ferruginous connections and/or of ferrihydrite.

On the basis of the field observations and laboratory research a conclusion can be made that ochreous sediments were probably formed as a result of chemical weathering of the lid sludge ochre menilite formation. Iron present in the menilite layers in the form of sulfides and glauconite were mobilized and washed with sediments by chemical processes, possibly with the help of micro-organisms. After transferring into mobile forms it came out on the land surface along with the outflowing underground water, where it underwent hydrolysis and precipitation in the form of hydroxides, which with time crystallized into the goethite.

M. SENTPETERY: **Neo-Alpine tectonic evolution of the Krivánska Fatra Mts. (western part)**

Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic

Geological and structural mapping was focused on selected areas and outcrops in the western part of the Krivánska Malá Fatra Mts.. The research works takes place mainly in the Tatric sedimentary cover, the nappes of the Fatricum and Hronicum tectonic units and the Paleogene sediments. Typical for the tectonic settings is the fold thrust style of structures, which can be observed from the map view (major folds) and from the minor folds occurring in the outcrops. The older structures shows NW–SE direction, the younger we can consider those with the NE–SW direction, with the vergency to SE. In the southern part of the area, an overturned fold limb faulted with the imbricate thrust faults propagated to the south occurred. Processes and events, which led to the formation of these south--vergent structures was activated surely after the Paleogene, in compare with the previous studies in the Early Miocene.

I would like to thank to the Grant UK G-09-147-00 Neo-Alpine tectonic evolution of the Krivánska Malá Fatra Mts. for the financial support.

V. ŠIMO: **Unusual radiate trace fossil from the Maastrichtian sediments of Kosovska Mitrovica flysch (Novi Pazar, Serbia)**

Geological Institute, SAS, Bratislava, Slovak Republic

The Upper Cretaceous flysch sediments close to Novi Pazar lying transgressively over Paleozoic unit and represent member of Novi Pazar syncline. One sample with trace fossils was found in the younger flysch sequences in the Novi Pazar – Raška road cut. The sample with new trace fossil from this Upper Cretaceous flysch sediment contains two delicate radiate structures that are connected to each other by one of the arms. Central part of the trace fossil is unclear and branching of the arms is three dimensional, not plain. The trace fossil can be compared with radiate branched of *Glockerichnus*. Trace fossils Planolites and ?*Ophiomorpha* and fossils of ?*Cardinia*, *"Turritella"*, *"Cardium"* – *Pseudolimea* sp. and punctate shell fragments of brachiopods are presented in the described sample.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. LPP 0107-07. The author wishes to thank Prof. Dragoman Rabrenovič, Marián Golej PhD. and Peter Vršanský PhD.

K. SLAVOVA: **Environmental and geological events as a result from the climatic dynamic in the Black Sea region after the Last Glacial Maximum**

Department of Marine Geology and Archaeology, BAS, Varna, Bulgaria

On a nine-day expedition on R/V Akademik, a Bulgarian research vessel, on June 2009 we had opportunity to mapped and cored, taking samples for dating on the submerged shorelines of the Black Sea off the coast of Bulgaria (Fig. 1). The majority of the scientific party came from the Institute of Oceanology and another party from the Lamont Doherty Earth Observatory, USA.

On board the R/V Akademik we had two different gravity cores and a vibracorer. At first we used a 12 cm-coring device. The device had a 350 kg head on the end of a 4-meter metal tube 12 cm in diameter. The second gravity corer was smaller being on 7.5 cm. During the cruise 22 cores were recovered. Initially cores were taken

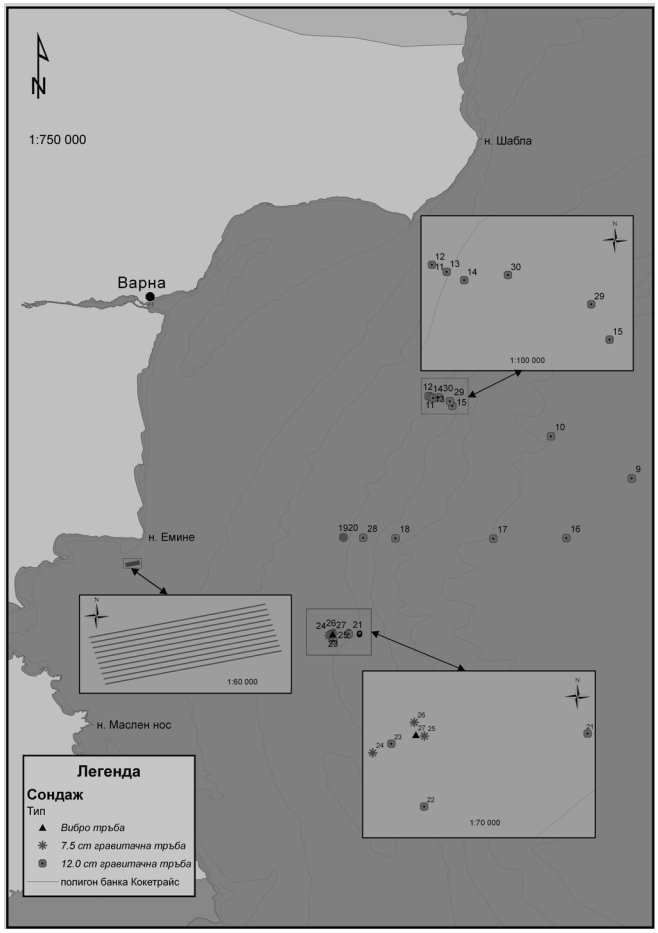


Fig. 1. 22 cores taken during the expedition on the R/V Akademik on June 2009.

in deep water away from the submerged shoreline to sample cores for pollen sampling. After a few cores we began to core into the submerged shorelines.

Despite there being no full dates a few conclusions can be drawn from our expedition: First is that gravity cores are not capable of penetrating into the submerged coastline of the Black Sea. The sun hardened the Submerged Coastline when it was exposed. To overcome this obstacle we used a vibracorer, because it has the extra power to break through the hardened surface of the submerged shoreline. Second is that the submerged shoreline where we cored consisted of shelly gravel. Leading us to believe that the Black Sea once had a water level above these shorelines, which allowed the molluscs to thrive. Then there was a drawdown leaving these molluscs exposed. Their shells were then weathered forming the shelly gravel observed in the core. Third is that a series of reddish--brown clay layers were deposited at core 10 and core 18. The occurrence of the red layers may be linked to high latitude climate variations. In comparison with the dates of red layers in GeoB 7608-1, the transgression occurred between 15.5 and 18 kyr BP.

It is consider that the isolated Black Sea lake reacted very sensitive to climate forcing also on the solar insolation resulting from variations in Solar Luminosity. The established cycle of Solar Luminosity can explain paleoenvironmental changes in the Black Sea region after the Last Glacial Maximum.

This study is financial supported by Project DO 02-337, National Science Fund, Bulgarian Ministry of Education.

S. A. SLEPOV: **The Lower Tournaisian (Mississippian) conodonts from the Moscow Basin (Russia)**

Moscow State University, Moscow, Russia

Conodonts are extinct chordates resembling eels, classified in the class Conodonta. Conodonts were first recognized in the 1856 by the Russian paleontologist Christian Pander. The earliest conodont teeth are known from the Cambrian about 500 million years ago and remained wide-spread throughout the whole 300 million years of the Paleozoic. The first conodont body fossil was described by Briggs, Clarkson and Aldridge in 1983. Conodonts are widely used in biostratigraphy.

Conodonts are studied in the Moscow Basin, which is located 200 km to the south-west of Moscow, in the Kaluga Region, in the central part of Russia. The Alexandrovskaya borehole was drilled in this region in 2008. It is situated on the south-western margin of the Moscow Syneclise (the East European Platform). The depth of the borehole is about 300 m. The geological succession at the borehole represents the carbonate-terrigenous deposits of the Upper Devonian and the Lower Carboniferous and the Quaternary sediments. These sediments are composed of the Malevkian and the Upian horizons of the Lower Tournaisian.

13 species of conodonts were recognized in these deposits. Five genera were described as *Bispathodus*, *Clydagnathus*, *Patrognathus*, *Polygnathus* and *Pseudopolygnathus*. Two assemblages of conodonts have been recognized. The lower assemblage is characterized by a predominance of the species *Patrognathus crassus* and *P. variabilis*, the upper assemblage by *Patrognathus andersoni*. The lower assemblage corresponds with the Malevkian horizon, and the upper with the Upian horizon. The remains of fishes, brachiopods, crinoids, ostracods and foraminifers were found together with conodonts. Imprint of the plants has been discovered at the bottom of the Malevkian horizon. A similar conodont assemblages were obtained earlier in the other boreholes (Glubokovskaya, Suvorovskaya and Tabolskaya), which are located on the southern margin of the Moscow Syneclise.

The Lower Carboniferous conodont zonation was constructed based on phylogeny of members of the deepwater genus *Siphonodella*. But this conodonts are absent in the sections of the Moscow Syneclise. Species of the genus *Patrognathus* are abounded in the shallow-water carbonate deposits of the Moscow Basin. The regional conodont zonation was identified based on phylogeny of this genus.

Analysis of conodonts shows that the regional conodont zonation can be correlated with the standart conodont zonation. As a result the Malevkian horizon corresponds with the lower part of the Lower Tournaisian (conodont zones *sulcata* and *duplicata*) and the Upian horizon with the upper part of the Lower Tournaisian (conodont zones *sandbergi* and *crenulata*).

M. SMREČKOVÁ: **Cenomanian–Turonian radiolaria from PKB and their paleoecological implications and biostratigraphic zonation**

Faculty of Natural Sciences, Matej Bel University, Banská Bystrica, Slovak Republic

The radiolarian microfauna from silicified horizons in localities Červená Skala and Vršatec was investigated. The samples were also collected from the klippe Dolný Mlyn near Stará Turá, where this interval was described by Scheibnerová (1969). However, it was not identified during my field works. This part of horizon was probably removed during the mining works. Variegated marlstone formations of the Czorsztyn succession of the Pieniny Klippen Belt (Jaworki Formation) were biostratigraphically interpreted. In the locality Červená Skala they correspond to the stratigraphic range from the Middle Cenomanian to Turonian and in the locality Vršatec they correspond to Turonian – Coniacian. Detailed radiolarian biozonation for the Mediterranean area of O´Dogherty (1994) was applied. Radiolarian associations from the lower part of the profile in the locality Červená Skala contained the association characteristic for the Lower Turonian. Similarly, it was also possible to place the association being acquired from the upper parts of the profile to the Lower Turonian, but except of its lowermost part. The uppermost radiolarian horizon contained the association representing relatively wide range – Turonian. The associations of radiolaria from the Vršatec locality come from the upper part of the section. They represent stratigraphic range of the Lower Turonian. The uppermost radiolarian horizon, from which the sample richest in radiolarian microfauna was acquired, contained the Lower Turonian association, except of its lowermost part.

Based on the proportion of diversity and composition of foraminiferal microfauna in the samples from Červená Skala and Vršatec localities it may be stated that the biosilicite productivity and concentration of radiolarians are a clear evidence of eutrophication of underground water segments. In both locations, radiolarians dominated by forms indicative of unstable environmental conditions, which correspond to the Ocean Anoxic Event 2 from the Late Cenomanian to the Early Turonian.

The productivity peak of the radiolarians, the Cenomanian/Turonian boundary, is also marked by the pronounced changes in their taxonomic composition.

The paper is a contribution to APVV LPP 0120-09, UGA 09-000-28 and VEGA 0140 projects.

M. SOŚNICKA: **Mineralogy of beach sediments, NE part of Halmahera Island, Indonesia**

Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, AGH-UST, Cracow, Poland

The Halmahera Island is situated in the south-eastern Asia and is a part of the Indonesian territory. The area of eastern Indonesia is a place of junction between the Philippine and Australian lithospheric plates with micro-plates forming the Eurasian Plate margins. The Halmahera Plate is a part of the Philippine Sea Plate. It is surrounded by the micro-plate called Molucca Sea Plate on the west and by the Sorong Fault Zone, separating it from the Australian Plate, on the south. The western part of the island, the Halmahera arc, is an earthquake prone area where occur active volcano belt associated with a subduction of oceanic lithosphere of Molucca Sea Plate descending beneath the Halmahera Plate.

The Halmahera Island comprises of Cretaceous, ophiolitic Basement Complex, being the part of fore-arc, covered unconformably by the different generations of volcanic arcs rocks and the Miocene carbonate platform. The age of volcanic rocks is ranging from Paleocene to Eocene. Investigated area is built of ophiolitic, fore arc associations, marine back arc sediments and volcanic debris originated by the erosion of volcanic chains in the western and northern parts of the island.

The samples were collected on the eastern coast of the island in the vicinity of the rivers estuary. There were 2 research points established. Point 1 is situated about 3 km from the Wayamli village in the direction of Buli town and point 2 is nearby the Wayamli village. The samples were taken from the excavations made on the beach. That place is close to the deeply incised river of an anastomosing character. The beach material partially is derived from the deep--seated river erosion. The sediments contain dark sands of greenish tint with addition of conglomerate fraction. The methodology includes microscopic observation in reflected and transmitted light, SEM analysis by Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy detector (EDS) and XRD analysis.

Observations in reflected light indicated that the beach sediments are mostly abundant of iron-bearing minerals ranging from magnetite through maghemite, hematite to iron oxide-hydroxide. The sands contain also fewer amounts of titanomagnetite, chromite, ilmenite, other titanium minerals, sulphides: pyrite, chalcopyrite, minor contents of pyrrhotite, bornite and nickel sulphides. There are more than three

generations of magnetite. The primary magnetite is rare and hard to recognition, it forms euhedral grains affected by corrosion due to the fast melt. Magnetite crystals form intergrowths with chromite or titanium dioxides are frequently covered by a mesh of elongated hematite crystals forming martite. Observation indicates that primary euhedral chromite crystals are surrounded by younger magnetite rind. It occurs also as veins crosscutting chromite or filling fractures between dismembered crystals. In some crystals there is noticeable the chemical zonation which is marked by paler halos on the edges of that crystals. The observation in transmitted light revealed that the sands contain mineral association related to andesites, basalts, gabbroids and serpentinites. The different degree of alteration of rocks grains suggests a presence of many generations of volcanic material mostly built of pyroxene, hornblende, plagioclase phenocrysts and fine grained or partially glassy groundmass of various dark tints. In thin sections there were many volcanic textures observed. XRD analysis indicates the abundance of diverse mafic plagioclases. The EDS analysis shows large variety of chemical composition of pyroxenes, chromites and titanium minerals.

S. STAŇOVÁ and N. HUDEC: **phpSedistat – a simple command line application not only for deep-water clastic sedimentology**

Geological Institute, SAS, Banská Bystrica, Slovak Republic

A "phpSedistat" is a simple command line application, which was designed with the purpose to make comfortable statistical computations used in sedimentological analysis and interpretation of field data. It has been applied in analysis and the interpretation of turbiditic successions from the outcrops in the Outer Western Carpathians. However, instead of deep-water deposits, at least the first one of implemented statistical methods (Markov Chains) has been used in analysis of data from a broader variety of depositional environments (e.g. alluvial plain, peritidal carbonates, etc.).

In analysis of the field data sedimentologists are commonly confronted with the question if there is a natural order in vertical successions of deposits. Some simple statistical techniques have been applied to examine the possible presence of order in sedimentary successions. Almost all utilize the probability matrices and make use of the idea of Markov Chains. The algorithm for calculation of possibility of vertical transitions of sedimentary facies was implemented into the "phpSedistat" software and then applied for the determination of statistically significant successions of facies in the sedimentary successions of the Kýčera Mb. of the Magura Unit from the NW part of the Outer Western Carpathians. Then, the statistically significant successions of descriptive facies in the investigated sedimentary sequences were compared to facies models of deep--water deposits providing the evidence that apart from classical turbidites (composed of Bouma succession of descriptive facies), an important part of studied sedimentary sequences are the deposits of density flows. In addition to a variety of deposits of deep-water gravity flows, sedimentary successions of the Kýčera Mb. contain fine grained facies, which deposited from suspension fallout. In some cases, primary sedimentary structures of investigated sediments were overprinted by syn- and/or post-sedimentary deformation.

Traditionally, the interpretation of submarine-fan depositional sub-environment of turbiditic formations is based on the identification of asymmetric vertical sequences of bed thickness and/or grain sizes. Although such interpretations were questioned, the interpretation of channel-levee deposits as a thinning and fining upward sequences or the interpretation of lobe/interlobe deposits as a thickening and coarsening upward sequences is still conventionally applied. As an alternative, Chen and Hiscott (1999) suggested that combining facies characteristics with the results of statistical analysis of facies clustering in submarine-fan turbidite successions by employment of the Hurst statistic provides reliable criteria for the identification of the submarine-fan depositional sub-environments. This method is based on the estimation of the Hurst coefficient K and the deviation from the mean (K´= field-based Hurst K – mean K for 300 randomly shuffled series). The algorithm for calculation of Hurst coefficient (K) random shuffling of data and calculation of deviation from the mean (K´) was incorporated into the "phpSedistat" software. The aim of this step was to create a user-friendly environment allowing to estimate K and K´ for a wider range of computer users without profound knowledge of programming. The facies characteristics of the Kýčera Mb. together with their statistical analysis using the Hurst statistic provided the evidence for their deposition in the lobe-interlobe depositional environment of the submarine-fan.

The program phpSedistat was programmed under GNU General Public License as an open source software product. It can be downloaded from http://phpsedistat.sourceforge.net.

R. SYNAK[1], M. KOVÁČ[1] and K. FORDINÁL[2]: **Sequence stratigraphy of the Danube Basin in the Upper Miocene**

[1]Department of Geology and Paleontology, Comenius University, Bratislava, Slovak Republic
[2]State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava, Slovak Republic

The Danube Basin represents a north-western margin of the Pannonian Basin System. The present-day shape and sedimentary architecture of the basin is a result of multiphase tectonics and accumulation of deposits in various environments. Late Neogene paleogeography and geodynamics, resembling to the North Pannonian domain, can be characterized by the development of extensive back ark basin system, its gradual infill, followed by the Pliocene uplift and denudation. Marine connections of the Lake Pannon are assumed only during the early Late Miocene (towards the Eastern Paratethys). Influence of the Messinian salinity crisis and coeval sea level fall in this closed alluvial to lake system was overprinted by tectonics, acting in the Western Carpathian orogene. All mentioned events are well recorded in the sedimentary succession of the basin, where the deep water setting brackish offshore deposits gradually change to shallow water setting near the shore marches and deltaic deposits and are followed by the freshwater alluvial sedimentation. The Late Miocene changes of the Danube Basin depositional systems are dated by tools of bio- and sequence stratigraphy.

Interpretations of seismic data and well-logs from the central and southern parts of the Danube Basin, together with the contribution of already described sequence stratigraphic boundaries and key surfaces in the area of Pannonian Basin, made it possible to establish three 3rd order cycles: **DB1 11.6–9.7? Ma, DB2 9.7–6.3? Ma and DB3 ?4.1–2.6 Ma**. The time span between 6.3–4.1 Ma could represent denudation during basin structural inversion stage. Revaluation of the existing data specified until now used time range of the Danube Basin formations and members in Slovakia as following: Ivánka Formation 11.6–9.7? Ma, Beladice and Volkovce Formation 9.7–6.3? Ma, Kolárovo Formation ?4.1–2.6 Ma. The Hlavina limestone Member age was dated about 8.2 Ma.

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0280-07 and ESF-EC-0006-07.

M. A. TKACHENKO: **Sequence stratigraphy for studying of oil and gas potential of Triassic deposits in the eastern part of Barents Sea**

St.-Petersburg, Russia

The Barents Sea is the most studied aquatory among the Arctic seas of Russia, but this area demands the additional investigations.

The researching area is situated in the eastern part of the Barents Sea west of Novaya Zemlya island. In the west it structurally belongs to terrace Fersmanovskaya, the center of studying area belongs

to North-Stockman depression and Ludlovskaya saddle, in the south belongs to Luninsky deflection. The eastern part of one belongs to Admiralty High.

In the course of work there were studied 4 wells: Fersmanovskaya, Ludlovskaya, Krestovaya and Admiralteyskaya.

Using descriptions of each well, the stratigraphic columns at a scale of 1 : 5 000 were constructed and the detailed correlations of the Triassic sections were carried out. The next step was the construction of the biolithostratigraphical correlation scheme based on fauna, palynological and lithological studies.

For understanding of paleostructural and sedimentary environments the area was divided into several structural-facial zones.

As a sequence-stratigraphy is often dealing with the global eustatic fluctuations of the sea level, allocated units may have a significant correlation potential and allow comparing deposits of different facies.

Using the sequence analysis data we can identify on seismic profiles a regressive tract – potential reservoir and the transgressive tract – cover rock or oil source rock and then we can trace this tracts in the other areas of Barents sea. And if we will have coincidence of three factors – the structure, reservoir and cover rock, we will make a conclusion concerning the petroleum prospects.

Thus, the sequence stratigraphy method can be successfully used for the forecasting of oil and gas perspective areas.

M. UDIČ: **Interpretation of the deformation and stress field evolution of the Sub-Tatra fault system**

Department of Geosciences, Technical University, Košice, Slovak Republic

The northern part of the Western Carpathians was affected by a polyphase deformation near the boundary between their Central and Outer parts. Paleostress analysis in the Sub-Tatra fault system region revealed the existence of five different stress fields. Their orientations were determined by the detailed structural analysis of the fault slip data. The evolution of the stress fields shows an apparent clockwise rotation from beginning of the Sub-Tatra fault system development to Quaternary. During the initial phase, E–W compression and perpendicular tension affected this area. This was the time when the Central Carpathian Paleogene Basin formed. After this phase, the paleostress field rotated approximately 30–40° to NW–SE compression and NW–SW tension. Next phase, which affected the region, is characterized by the progressive rotation of the paleostress from NW–SE to the NE–SW direction of the maximum principal compressional stress axis (σ_1). Following this one there was a change of orientation axis σ_1 from horizontal to vertical direction and the orientation of the maximum extension axis (σ_3) has SE–NW trend. The Quaternary stress field was reconstructed on the basis of structural measurements in the Quaternary sedimentary formation of the Poprad Basin. The results of the paleostress analysis show that the Quaternary stress field is characterized by SSW–ENE oriented maximum horizontal extension σ_3 and vertical oriented maximum compression σ_1.

J. K. UPPSTAD: **Protection of a historical spring in the vicinity of tunnel construction**

Norconsult AS, Sandvika, Norway

A historically important, natural spring in Tønsberg, South Norway, has its recharge area in a hill Frodeåsen, where one road tunnel was constructed in 2004 and another crossing railway tunnel is under construction. To avoid loss in the spring discharge and other negative consequences caused by the leakage of the groundwater into the tunnels, several counter measures and a comprehensive groundwater surveillance program was implemented. In connection with the railway improvements there will also be a slope cutting only few meters above the spring. The spring itself is located directly below the existing railway line outside the tunnel.

The geology consists of romb porphyry with numerous diabase intrusives in N–S trending fractures. There are several, partially artificial lakes on the hill. Some of these were formerly used as the water supply for the Tønsberg town. The hill and the town are below the marine limit, and therefore they are partly covered by the Holocene marine clays.

Injection of the tunnels is done by the systematic pre-injection, using industrial cement, micro-cement and controlled hardening. The maximum leakage limits for the road tunnel were set to 4–10 l/min/100 m tunnel to avoid negative consequences for the natural spring and for the other elements in the environment on the top and around the hill.

Use of systematic injection and close follow-up of the injection in progress and the groundwater surveillance program was found to be vital during the first tunnel construction. Use of mainly industrial cement, little micro-cement and less controlled hardening was found to give the best results.

V. VAŠKANINOVÁ: **Placoderm localities in the Barrandian area (Czech Republic)**

Institute of Geology and Paleontology, Charles University, Prague, Czech Republic

Placoderms are a group of Lower Paleozoic early vertebrates characterized by a head- and trunk- shield composed of dermal bone plates. In the Prague Basin their occurrence is restricted to the Devonian strata. Placoderm fossils have been found in all formations of the Lower Devonian there. The majority of the specimens reposited in the National Museum in Prague come from old collections assembled since Barrande´s time.

Černá rokle – an old quarry near Kosoř southwest of Prague is the only placoderm-bearing locality in the Lochkov Formation. Active quarrying was carried out there since the 19th century and ceased in the 1960s. A great number (231 pcs.) of well preserved specimens of two species, *Radotina kosorensis* Gross, 1950 and *Kosoraspis peckai* Gross, 1959, was collected throughout the years. Even today they can be found in the dark greyish, fine-grained platy limestone of the Radotín facies that emerge in the eastern part of the former quarry.

The main locality in the Prague Formation is situated near Koněprusy, south of Beroun. The original Barrande´s localities were destroyed by the still active Čertovy schody quarry complex, hence the origin of many specimens is hard to determine. Two species were described – *Radotina tesselata* Gross, 1958 and *Holopetalichthys primus* (Barrande, 1872), being preserved in the white bioclastic limestone from the reef facies of the Koněprusy Limestone. Scarce fragments of Placoderm dermal plates have been found in the Dvorce-Prokop Limestone at the Damil hill near Tetín, southeast of Beroun.

Isolated or partly articulated dermal plates of indeterminate members of the order Arthrodira have only been recorded throughout the Emsian. Both known localities in the Zlíchov Formation are nowadays inaccessible. Barrande´s locality Choteč, situated on the northern slope of the Radotín valley southwest of Prague, is overgrown with vegetation. Švagerka is a completely covered old quarry in Praha-Hlubočepy, partly exposed at the railway cut.

Placoderm fossils were collected at three localities in the Daleje-Třebotov Formation. The largest placoderm dermal bones embedded in the gray and red crystalline Suchomasty Limestone were collected at Koňeprusy and nearby Suchomasty quarries. A larger number of specimens were found in Praha-Hlubočepy at the eastern part of the Prokop valley where the old quarries and small outcrops are now partly urbanized and protected.

The presence of placoderm fossils in the Choteč Formation is questionable. Some of the specimens from Hlubočepy may come from this level. One fragment of dermal bone plate was found near Srbsko, southeast of Beroun, in the Srbsko Formation.

M. VESELSKÁ: **The occurrence and systematic revision of selected groups of the order Decapoda Latreille, 1802 from the Bohemian Cretaceous Basin**

Institute of Geology and Paleontology, Charles University, Prague, Czech Republic

Presentation reports about the occurrence and systematic revision of the selected groups of the Upper Cretaceous decapods from the Bohemian Cretaceous Basin (BCB). The preliminary study detected approximately 170 specimens, from 32 localities in the BCB, which belong to four infraorders: Astacidea Latreille, 1802 with two genera, Glypheidea Winckler, 1882 with two genera, Axiidea de Saint Laurent, 1979 with one genus and Brachyura Latreille, 1802 with seven genera. The most of these specimens are stored at the Paleontological collections in Prague: National Museum, Czech Geological Survey and Institute of Geology and Paleontology (Charles University in Prague, Faculty of Science). Many decapod´s specimens are also stored at Museum in Krupka (a part of the Regional Museum in Teplice). Stratigraphical distribution of these decapods is described from the Upper Cenomanian to the Lower Coniacian in the BCB. The Upper Cenomanian crustacean record is sparse, all of specimens belong to genus *Protocallianassa* Beurlen, 1930 (infraorder Axiidea). Turonian decapods are more abundant and diversified. The most of them came from the Lower–Middle Turonian sediments at Bílá Hora in Prague (this locality is already destroyed). Lower Coniacian taxa consist predominantly of brachyuran crabs. These crabs are originally described from the type locality at Březno near Louny. The most abundant fossil decapods from the BCB, which are also commonly found at this time, are referred to the genera *Enoploclytia* M´Coy, 1849 (infraorder Glypheidea) and *Protocallianassa* Beurlen, 1930. The fossil record of the other decapods from the BCB is sparse and fragmentary.

P. VRŠANSKÝ: **Origin of mantises revisited**

Geological Institute, SAS, Bratislava, Slovak Republic
Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Based on new Mesozoic and Tertiary material, the phylogenetical scheme of the earliest mantodeans and their ancestors is provided. The predatory cockroach (Liberiblattinidae), representing ancestral or sister taxon to all mantodeans and predatory cockroaches of the family Eadiidae, is reported from the Late Jurassic of Karatau in Kazakhstan. Mesozoic Jantarimantidae (Fig. is 98Ma old amber mantis) and Juramantidae are the sister taxons to the rest known mantodeans; *Santanmantis* was the most primitive ambush mantodean known to date. Similarly as in the sedimentary record, all amber mantises (possibly except for *Ambermantis wozniaki*) represent primitive pursuit mantises, which replaced primitive pursuit carnivorous cockroaches of the family Raphidiomimidae during the earliest Cretaceous. Advanced ambush mantises were evolving parallel since the Berriasian, but became dominant much later, along with the origin of modern mantis lineages.

F. ZALEWSKI: **Structural changes of chondrules on the surface of Allende meteorite**

Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, Sosnowiec, Poland

The Allende meteorite fragments originated by a fall that was observed on February 8, 1969 when bright bolide consisting of two meteoroids flew over northern Mexico. After the entry into denser layers of the atmosphere over the Chihvahua province it exploded, spreading the meteorites of varying sizes over an area of 500 km^2. It was studied by the NASA scientists and has been classified as carbonaceous chondrite CV 3.2, consisting of a protoplanetary matter.

Objects of interest for the author of the paper are the olivine--pyroxene chondrules (olivine-$(Mg,Fe)_2SiO_4$, pyroxene – $AB(Si_2O_6)$, A – is substituted by calcium or sodium and B – by magnesium, iron, aluminium. Those chondrules probably crystallized in the cosmic space about 4.6 billion years ago and are the oldest matter in our Solar System.

The study was conducted in the open microscopic slide by means of Carl Zeiss Jena polarizing microscope using up to 200x magnification and Nikon 120 microscope with a magnification of up to 500x in a transmitted and reflected light. To extend the results of chondrules´ structure, scanning electron microscope (FESEM) Hitachi S-4700 with spectrometer (EDS) NORAN Vantage was used.

The results of studies carried out by these methods revealed the presence of isotropic-amorphous layer on the surface of a meteorite beyond the fusion crust, as well as a partial transformation of the olivine-pyroxene chondrules´ structure into isotropic – amorphous matter. It has been observed that changes of olivine and pyroxene in such chondrules occur initially in the central part of chondrule and not on its periphery. Within the body of chondrules the presence of the iron-nickel spherules was documented with a size varying from 1 to 200 microns and a different Fe/Ni ratio, which also has been partially or completely replaced by (or transformed) into the isotropic – amorphous phase. This layer was found in thin sections made of successive meteorites DAG 949 L6, NWA 5500.

For these results it can be concluded that spherules located inside the chondrules are older than the objects in which they were located.

Subsequently, the formation of an isotropic – amorphous layer on the surface of meteorites is caused by a high speed flight in the upper layers of atmosphere where the oxygen is present in small quantities, and on the forehead of meteorite plasma is formed or inductive waves´ activity. These waves cause changes not only on the surface of the flying object but also in the matrix and chondrules located beneath the ablation zone.

T. ZGŁOBICA[1], T. BAJDA[1], M. MANECKI[1] and D. SZREK[2]: **Immobilization of Zn, Pb, and Cd in soils by phosphate fertilizers**

[1]Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, AGH-UST, Cracow, Poland
[2]Polish Geological Institute, Holy Cross Mountains Branch, Kielce, Poland

Years of mining and processing of lead and zinc ores results in a progressive contamination of soils surrounding the mines and

smelters. In accordance with the current law these soils have to be rehabilitated. The problem of an extensive contamination of soils with the heavy metals in the Upper Silesia region (S Poland) may be addressed, using a modern in situ chemical immobilization technology. The objective of this study was to determine the effect of phosphate fertilizers on Zn, Pb and Cd phytoavailability and leacheability from smelter-contaminated soils.

The soils used in this experiment were collected from sites located in proximity to a Zn and Pb smelter and a sludge landfill near the town of Bukowno. Soils were air-dried and sieved (< 2 mm). The research was conducted in the laboratory conditions. Five types of phosphate compounds and phosphate fertilizers, namely phosphoric acid, Polifoska 15, ammonium phosphate, phosphosilicate glass, and bone meal, were tested to determine their efficiency in immobilizing of Zn, Pb and Cd in contaminated soils. Reagents were added to the contaminated soils based on the total molar concentration of Pb, Zn, and Cd in the soil samples. Phosphate amendments were based on preliminary experiments that included and 2 : 3 P to M_{total} molar ratio treatment (M_{total} = Σ of total Pb, Zn, and Cd determined). Two chemical extractions were used to assess the relative availability of metals in the treated and untreated soils: 1) 0.01 M $CaCl_2$ solution at pH 7 and 2) TCLP – standard Toxicity Characteristic Leaching Procedure. Both that are widely reported in the scientific literature as proxies for bioavailability and toxicity, respectively, of metals in soils.

Effective reduction of leachable and bioavailable Zn, Pb and Cd concentrations in soil was observed after addition of ammonium phosphate, Polifoska 15 and phosphoric acid. Results of experiments confirmed the efficiency of these amendments at low pH and temperature. The experiments allowed to determine the optimal conditions for zinc, lead and cadmium immobilization in studied soils. These laboratory experiments confirmed that phosphates amendments are effective way of immobilization of Zn, Pb and Cd contaminations.

We gratefully acknowledge of the MNiSW support through grant N N525 461236.

J. ŠURKA: **Sedimentological analysis of Borové Formation (Paleogene) in the Orava area**

Geological institute, Slovak Acad. of Sciences, Ďumbierska 1, 974 11 Banská Bystrica, Slovak Republic; surka@savbb.sk

Sediments of the Borovské Formation were deposited in various depositional environments. Using the sedimentological analysis we are able to study various depositional environments of sediments also in the Orava region.

Three sedimentological profiles were studied in the Zázrivá area. The profiles were located only several hundreds of meters away from each other. However each of the profiles represents different depositional environment. Fining upwards pattern of the sediments shows that the "Čapica" profile represents typical transgressive evolution of the Borovské Formation. Sediments at the bottom of this formation are built by the coarse-grained homogeneous dolomitic breccias, which belong to the Mesozoic underlying rocks. They are gradually altered by conglomerates in the upper parts of the profile. The uppermost part of the profile is formed by the sandstones. Presence of nummulites in these sandstones indicates the existence of marine depositional environment. According to above summarized knowledge we can argue that the lower parts of the profile were formed by sediments of pre-transgressive alluvial fans with very short transport of material, which gradually changed to marine environment.

The "Čremoš 1" profile is different when compared to "Čapica" profile. No coarse grained material is present at the basal part of the profile. The base of the profile is formed by carbonates (mudstone and wackestone types), which are characteristic for relatively calm depositional environments. We can assume in this case that sediments were presumably deposited in protected (lagoon) environment. The upper parts of the profile are formed by the packstone type limestones, which are replaced by fine grained conglomerates and sandstones in the uppermost part of the profile. The sandstones contain various species of the great Foraminifers, of which the Alveolinas are the most abundant. The Alveolinas prefer shallow marine environment, which is represented in this case by the transgressive sediments of upper shoreface. Sandstones deposited above them (also containing "drowned" occasional bigger clasts) are probably tempestite deposits. There are abundant nummulite clusters present in the sandstones showing the marks of bioturbation, which indicates that the upper part of the sediments were deposited between the fairweather wave base and the storm wave base (lower shoreface).

Another profile was studied in the area of "Ježov vrch" near Oravice. The Borovské Formation in this region has distinct features when compared to previous studied areas. The profile is formed solely by carbonates. Coarse grained sediments are not present at all. The limestones contain numbers of fossils, it is possible in this case to talk about organodetritic to organogenic carbonates. Based on the information obtained from thin sections were the carbonate rocks classified to packstone and bindstone classes. If we suppose that the formation of limestones was bound to carbonate ramp, the packstone type of limestones should be present in the shallow sector, which is affected by fairweather wave base. This is supported also by the relatively frequent streamlined arrangement of the great Foraminifers in the thin sections. Bindstone type of limestones is characteristic by the presence of eukaryotic algae, which often form crusts on shells of dead Foraminifers and on carbonate fragments. Their position within the carbonate ramp should be in calmer, but still shallow marine environment, which could allow formation of such accruals.

Kooperácia so Shanghai Jiao Tong univerzitou v Číne (School of Environmental Science and Engineering) v rámci bilaterálneho APVV projektu

Cooperation with the Shanghai Jiao Tong University of China (School of Environmental Science and Engineering) in the framework of APVV project

Eva Chmielewská
Prírodovedecká fakulta UK v Bratislave

Abstract: *Being large and having long, interesting, and geographically dispersed history, China is proud also of its modern cities and economic power. Shanghai is a historically significant city, sometimes called as the "new" Hong Kong. In 2010, the Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava and Shanghai Jiao Tong University of China (School of Environmental Science and Engineering) started to cooperate in the framework of a bilateral Slovak-Chinese APVV project dealing with the environmental exploitation of natural zeolites.*

Key words: *zeolite, stilbite, photovoltaics, research cooperation*

Prastará, obrovská, mimoriadne napredujúca, extrémne ľudnatá, jedinečná, s hlbokou kultúrou prameniacou z taoizmu, konfucianizmu a budhizmu – to všetko sú momenty defilujúce u mňa po nedávnej návšteve Číny, s ktorou budeme na Prírodovedeckej fakulte UK, Bratislava kooperovať prostredníctvom šanghajskej Jiao Tong univerzity nastávajúce 2 roky, a to v oblasti výmeny skúseností pri environmentálnom využívaní prírodných zeolitov. Čína je lídrom v ťažbe zeolitov (60 % celosvetovej ťažby), v prevažnej miere pre stavebníctvo. Najväčším spracovateľom a distribútorom nerudných surovín vrátane zeolitov v krajine je Shijiazhuang Mining Imp & Exp Trade Co., Ltd., ktorý ponúka prírodný klinoptilolit – v závislosti od jeho úpravy a chemickej aktivácie – od 50 do 350 USD za tonu. Tento zeolit sa ťaží hlavne v kantóne Hebei. Na juhu Číny, asi 200 km od mesta Guilin, je významnejšie ložisko stilbitu (85 – 90 %-ný obsah minerálu v hornine), ktorý však napriek vysokému obsahu vápenných iónov nepreukázal pri našich laboratórnych skúškach očakávaný efekt odstraňovania fosfátov, na rozdiel od iných príbuzných materiálov (obr. 1 a 2).

Okrem toho sa dnes uvažuje o náhrade drahej výroby kremíkových polovodičov – v čom Čína zaujala taktiež popredné miesta – za plastovú mikroelektroniku, produkciu mikročipov a tranzistorov na báze optických vlastností polymérov s konjugovanými väzbami, nanesených na anorganické nosiče. Polymérne organické polovodiče zapuzdrené v zeolitoch predstavujú 3. generáciu fotoaktívnych polovodičov a progresívnu optoelektroniku, pretože tenký film z organopolymérov alebo pigmentov nanesený na nanokryštáloch zeolitu s podstatne väčším povrchom ako klasické podporné vrstvy zo skla mnohonásobne zvyšuje účinnosť konverzie slnečnej energie na elektrickú. Novú architektúru fotovoltaických článkov predstavujú v súčasnosti extrémne tenké filmy týchto polymérov, navyše oplašťujúce kvantové body (quantum dots), t. j. klastre atómov veľkosti 2 – 10 nm, ktoré na podpornej vrstve mezopórovitých polyoxidov (napr. zeolitov) ešte účinnejšie zvyšujú antireflexné vlastnosti a absorpciu svetla s vyrovnaným a symetrickým emisným spektrom v podobe mimoriadne spontánneho generovania excitónov. Až 70 % svetových solárnych systémov na ohrievanie vody je nainštalovaných v Číne, kde dnes zaberajú celkovú plochu viac ako 20 mil. m^2.

Partnerská univerzita patrí v Číne medzi prestížne stánky vzdelávania a bola jednou z tých, ktoré vykonávali aj medzinárodný rating kvality ostatných univerzít vo svete. O vysokej úcte k vzdelaniu v krajine sa možno presvedčiť všadeprítomným kultúrnym udržiavaním a stvárnením prostredia vysokoškolákov tak, aby sa mladej generácii pripomínal aj jedinečný prínos čínskej kultúry pre svet. Historické čajovne alebo novopostavené pagody spríjemňujú chvíle oddychu či relaxu na pomerne rozsiahlych územiach jednotlivých univerzít, charakteristických pre Čínu, ktorých je len v Šanghaji údajne viac ako 20 (obr. 3 a 4).

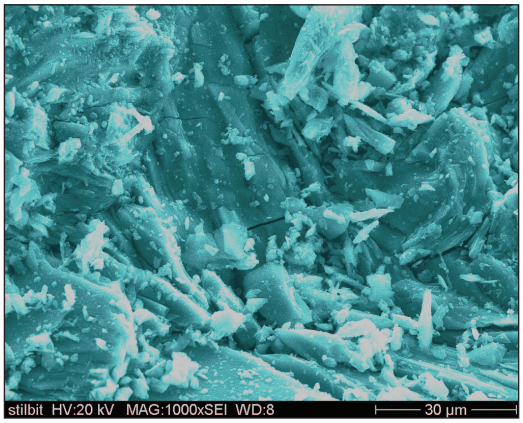
Šanghaj bol pred asi 1 000 rokmi údajne rybárskou osadou na podmáčaných pozemkoch a pri delte rieky Jang-c´-tiang do Východočínskeho mora. Číňania dnes zrevitalizovali niektoré fragmenty zachovalých biotopov a mokradí, a tak tieto nádherné zákutia prírodnej scenérie v rámci Šanghaja slúžia obyvateľom ako relaxačné centrá oddychu.

S nárastom obchodnej výmeny v 17. a 18. stor. sa úloha mesta ako prekladiska tovarov značne posilnila. Aj keď sa Číňania veľmi dlho bránili akýmkoľvek vplyvom cudzincov, nakoniec kapitulovali, keď k tzv. Ríši stredu priplávali britské vojnové lode. Ekonomický tlak Západu sa teda nedal zastaviť. Po prvej ópiovej vojne sa Šanghaj stal jedným z 5 čínskych prístavov, ktorý mohol byť osídľovaný aj cudzincami, tí mali povolenú obchodnú činnosť. Cudzinci začali vytvárať metropolu biznisu, pričom bežní Číňania z blahobytu mocných nemali takmer nič. Preto ľudové masy – rozhorčené vlastnou nerovnoprávnosťou a korupciou tzv. spoločenskej elity – rozpútali proti týmto parazitom revolúciu. V r. 1937 – 1945 bol Šanghaj obsadený Japonskom.

Dnes patrí Šanghaj medzi najrozľahlejšie a najkrajšie mestá sveta. Mimoriadne veľký rozvoj nastal obzvlášť v 90. rokoch 20. stor., od kedy sa Šanghaj radí medzi najvyspelejšie aglomerácie sveta. V súčasnosti je Čína druhou najsilnejšou ekonomikou sveta, a teda právom sa jej hovorí „dielňa sveta". Je pozoruhodné, že pri hustom osídlení obyvateľov, je čistota a estetické stvárnenie mestského prostredia na veľmi vysokej urovni.

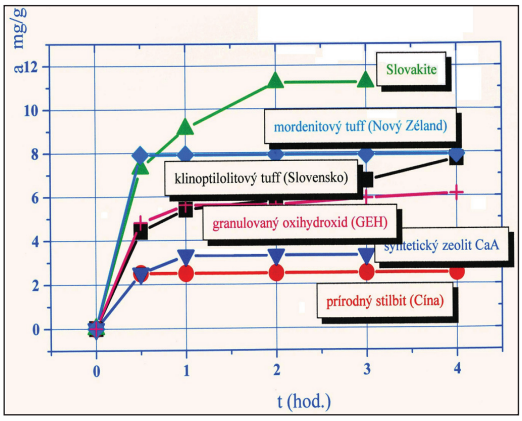
Mestom preteká rieka Huaugpu, ktorá vytvára vo východnej časti mesta deltu so svojím prítokom, riekou Wusong. Vzdialenosť k oceánu je z tohto miesta údajne asi 80 km. Táto časť, tzv. Pudong, predstavuje nový moderný Šanghaj s viac ako 300 mrakodrapmi. Najväčší z nich je 88-poschodový, 427 m vysoký Jinmao Plaza. Najvyššou stavbou Číny a Ázie je televízna veža Perla Východu, vysoká 468 m, taktiež v mestskej časti Pudong (obr. 5).

Vysokú životnú úroveň Šanghajčanov odráža Nankingský bulvár, ktorý je najznámejšou nákupnou tepnou mesta v euroamerickom štýle (obr. 6). Francúzska štvrť, západne od starého mesta, je zase najbohatšou oblasťou na klasickú európsku architektúru s mnohými vilami v štýle art-deco. Najvýznamnejšou, typicky čínskou záhradou v Šanghaji je Jü-jüan, založená na príkaz jedného z mandarínov dynastie Ming. Ide o skutočný klenot krajinárskej úpravy s nádhernými romantickými stavbami takmer uprostred rušného veľkomesta. Na záver je snáď ešte vhodné spomenúť, že Šanghaj bol tohto roku organizátorom svetovej výstavy EXPO 2010, ktorú zvládol vynikajúco a dôstojne. Celá výstava sa niesla v symbolike trvalej udržateľnosti, zdravšieho mestského prostredia a ekologickej dopravy na solárny pohon, pomocou nej Číňania zabezpečovali lokálny transport na výstavisku.



Obr. 1. SEM snímka čínskeho prírodného stilbitu.

Fig.1. Scanning Electron Micrograph of Chinese natural stilbite.



Obr. 2. Kinetická závislosť adsorpcie fosfátov na vybraných adsorbentoch.

Fig. 2. Kinetic dependence of phosphate onto selected adsorbents.

Obr. 3. Študenti SJTU (School of Env. Science and Eng.) po spoločnom seminári.

Fig. 3. Students of SJTU (School of Env. Science and Eng.) after our seminar.

Obr. 4. Historické čajovne alebo novopostavené pagody spríjemňujú aj univerzitné prostredie.

Fig. 4. Historical teehouses or new constructed pagodas make the university campus pleasant.

Obr. 5. Pudong predstavuje nový moderný Šanghaj s viac ako 300 mrakodrapmi.

Fig. 5. Pudong presents a new modern Shanghai with more than 300 skyscripers.

Obr. 6. Nankingský bulvár ako najznámejšia ▶ nákupná tepna mesta v euroamerickom štýle.

Fig. 6. Nanking boulevard as the most beautiful shopping street in an euroamerican style.

D. HOVORKA: **Človek a Zem v interakcii**
Review of the publication *Man and Earth in Interaction* written by Dušan Hovorka

Abstract: *Article reports about a new book written by D. Hovorka and issued in the VEDA Publishing House Bratislava. First part of the contribution briefly characterizes the professional and scientific career of Prof. Hovorka, being an author of 150 scientific works and several textbooks.The presented book* ***Man and Earth in Interaction*** *contains 16 extended chapters interconnecting both – scientific and popularization fields: Origin of the Earth, crustal "metabolism", movement of the mountain massifs, the deepest boreholes and mines. Author reports about raw materials used in the Stone Age as well as several tens kilometres long wall in the south-western Slovakia. Author analyses the role of manganese concretions, oil, gas and radioactive materials in human community.The natural disasters occurring in Slovakia are characterized at the end of publication.*

Key words: *new book, review, geology, raw materials, Earth, Slovakia*

O autorovi

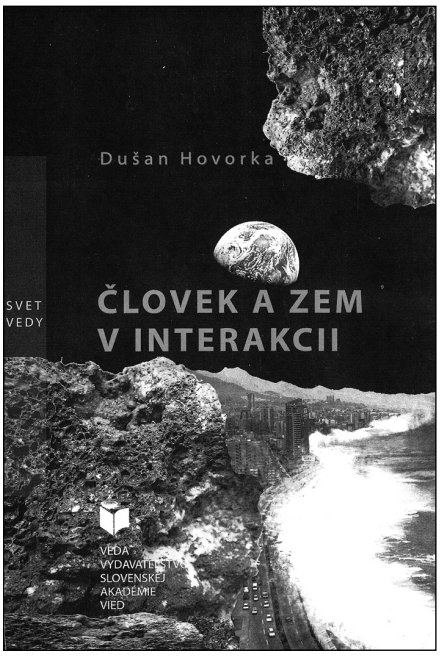
Prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc., sa v rámci vedecko-výskumnej činnosti na Univerzite Komenského v Bratislave venoval problematike vyvretých a metamorfovaných hornín. V rokoch 1999 – 2002 bol zodpovedným riešiteľom projektu IGCP/UNESCO No. 442 o materiáli kamenných nástrojov a zbraní mladšej doby kamennej na európskom kontinente. V posledných rokoch sa venuje aj surovinám a technológii výroby neolitickej keramiky na našom území.

Prof. Hovorka je autorom/spoluautorom vyše 150 vedeckých prác a tiež niekoľkých učebných textov. Jeho dve knižné monografie boli ocenené prémiami Literárneho fondu. Spoluorganizoval odborný život komunity geovedcov v Československu a následne v Slovenskej republike. Bol zvolený za predsedu Národného geologického komitétu Československa, následne túto funkciu zastával v Slovenskej republike. Dve funkčné obdobia bol členom Slovenskej komisie UNESCO pri MZV, členom SKVH na MŠ SR, predsedom obhajobnej komisie pre obhajoby doktorských (DrSc.) dizertácií, členom vedeckých (UK, PRIF UK) a redakčných rád domácich i zahraničných vedeckých časopisov. Bol aktívnym účastníkom medzinárodných geologických kongresov (Praha, Kyoto, Beijing, Rio de Janeiro), niekoľkých ročníkov Generálnej konferencie UNESCO v Paríži a viacerých geologických expedícií – na ostrovoch v Egejskom mori, v Mongolsku, na Polárnom Urale, na Čukotke, v Kazachstane, vo Švédsku, a i.

O knihe „Človek a zem v interakcii"

Napísaniu recenzovaného knižného diela predchádzalo zverejnenie desiatky kratších vedecko-popularizačných statí, ale aj úspešných publikácií: D. Hovorka – „Sopky: vznik, produkty, dôsledky", D. Hovorka a J. Spišiak – „Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát", a tiež D. Hovorka a J. Michalík – „O čom hovoria naše vrchy; geológia pre každého".

Recenzovaná publikácia svojou vnútornou náplňou predstavuje rozhranie literatúry faktu



a vedecko-popularizačnej literatúry. Šestnásť rozsiahlych kapitol má netradičné, ale pritom veľmi výstižné a zrozumiteľné názvy, ktoré upozorňujú čitateľov na ich zaujímavý obsah. Po krátkych úvodných kapitolách (Vznik Zeme, Metabolizmus zemskej kôry a i.) autor predostiera niektoré aspekty interakcie človeka s obklopujúcou ho prírodou, oboznamuje s počiatkami baníctva a následne problematikou ťažby a spracovania vybraných anorganických surovín.

Autor uvádza aj veľmi aktuálnu, no nedostatočne prezentovanú problematiku našich vysokých pohorí a fenomény spôsobené pohybmi horských masívov („Kedy a prečo sa pootočil Kriváň?"). Aspoň časť čitateľov istotne zaujmú údaje o najhlbších vrtoch do zemskej kôry v oblasti súše i do dna svetového oceána, kapitola o najhlbších banských dielach na Zemi a o problémoch s nimi spojených. U nás je málo známa aj problematika anorganických surovín kamennej doby strednej Európy, ale tiež problematika desiatky kilometrov dlhého kamenno-zemného valu („dlhý val", „spečený val") v Honte. Jednou zo surovín 21. storočia sú aj mangánové konkrécie z dna Tichého oceána – aj Slovenská republika má svoj „claim" s bohatými zásobami rúd Mn, Fe, Cu, Ni, Co a i. V ďalšej kapitole sa dočítame o význame „bežných surovín", ako hlina alebo kremenný piesok. Autor zdôrazňuje, že máloktorá cieľavedomá činnosť moderného človeka sa počas niekoľkých tisícročí zmenila tak málo, ako práve hrnčiarstvo či výroba keramiky. Podobné je to s používaním kremenného piesku, ktorého výsledkom je sklo. Od surovín sprevádzajúcich človeka dlhou históriou jeho vývoja sa odlišujú suroviny dnešnej modernej doby. Ropa, zemný plyn, podobne ako rádioaktívne suroviny, sa ako základné energetické suroviny stávajú čoraz častejšie nástrojmi mocenskej politiky. Autor sa zamýšľa nad ich využívaním v prospech človeka a upozorňuje aj na negatívny dosah ťažby a úpravníctva na životné prostredie (devastované plochy, odpady, emisie). V kapitole o drahých kovoch a kameňoch sa autor podrobnejšie zaoberá zlatom, platinou a diamantom.

Autor moderne a najmä aktuálne zosumarizoval prírodné katastrofy, ktoré ohrozujú územie SR. V kapitole „Geológovia a paragrafy" uvádza niektoré udalosti a ich dôsledky v dobe, keď príslušníci inteligencie boli takpovediac trpenou skupinou obyvateľstva (i keď mená postihnutých zámerne uvádzané nie sú).

Súčasťou knižného diela je aj slovník vysvetliviek k niektorým menej často používaným odborným termínom.

Početné farebné obrázky sú kvalitné, majú veľkú výpovednú hodnotu a plne dokresľujú textovú časť publikácie. Aj keď nie sú umiestnené priamo v texte, ale v celkoch (z dôvodu zníženia ceny publikácie), čitateľ sa rýchlo zorientuje.

Publikácia vyšla vo vydavateľstve VEDA v Edícii Svet vedy ako zväzok č. 16 v roku 2010. Má 254 strán a na prvý pohľad pútavú pevnú knižnú väzbu. Kúpiť sa dá v predajni Vedy na Štefánikovej 3 v Bratislave za 5,58 eur.

L. Illášová

Vladimír Bezák šesťdesiatročný

Greetings to 60th birthday

Vlado Bezák sa narodil 1. marca 1951 v Žiline. Pretože starých rodičov mal z Detvy, veľa času zo svojho detstva trávil pod Poľanou. Stredoškolské vzdelanie absolvoval v rokoch 1966 až 1969 na Gymnáziu na Metodovej ul. v Bratislave. Hlboký vzťah k prírode už z detstva ho doviedol na štúdium geológie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Na púť skvelého geológa, odborníka na mapovanie, sa vydal počas štúdia pri spracúvaní svojej diplomovej práce v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Popri štúdiu sa aktívne venoval športu, najmä hodu oštepom. Dosiahol viacero významných úspechov a aktívnu kariéru ukončil v Dukle Banská Bystrica.

Po vojenčine začal svoju profesionálnu kariéru v Geologickom ústave Dionýza Štúra. Hneď sa zapojil do mapovacích prác na oddelení Dr. A. Klinca, a to najmä v južnom veporiku a v Ďumbierskych Tatrách. V roku 1975 obhájil rigoróznu prácu (RNDr.) z vulkanológie. V roku 1988 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu na tému *Tektonický a metamorfný vývoj jz. časti veporika* a dosiahol vedeckú hodnosť kandidát vied (CSc. = PhD.). Jeho školiteľom bol významný český geológ prof. Miloš Suk. V r. 1998 získal vedecký stupeň vedúci vedecký pracovník.

Niekoľko rokov strávil aj pôsobením v zahraničí. Najprv sa zúčastnil na geologickej expedícii v Mongolsku (1978). V rokoch 1982 – 1985 pracoval vo veľmi ťažkých podmienkach v bani na Pb-Zn rudy v Alžírsku. V deväťdesiatych rokoch sa zúčastnil na mapovacích prácach v Rakúsku, najmä vo Východných Alpách v oblasti Reisecku. V týchto rokoch viedol aj medzinárodný projekt spolupráce s Francúzskou geologickou službou (BRGM).

Ťažisko jeho odborných prác bolo však v kryštaliniku Západných Karpát. Pod jeho vedením vznikla mapa západnej časti Slovenského rudohoria, ale podieľal sa aj na zostavovaní ďalších regionálnych máp v mierke 1 : 50 000. Bol spoluautorom prvých máp Slovenskej republiky a Západných Karpát v mierke 1 : 500 000. Viedol niekoľko významných geologických projektov, ako napr. *Regionálny geologický výskum Slovenska – 5. etapa*. Vrcholom jeho pôsobenia v Štátnom geologickom ústave D. Štúra bolo vedenie náročného projektu tvorby generálnej geologickej mapy SR v mierke 1 : 200 000. Vlado Bezák koordinoval tieto práce s veľkou zodpovednosťou. Uvedomoval si, že nová geologická mapa 1 : 200 000 vzniká päťdesiat rokov po vydaní prvej generálnej geologickej mapy a na Slovensku bude určite nadlho hlavným mapovým geologickým podkladom. Skôr než začal s kolektívom dávať dokopy podklady z rôznych regionálnych máp, veľmi správne sa rozhodol pripraviť najprv novú *Tektonickú mapu SR 1 : 500 000*, aby sa našiel súlad v hierarchii a terminológii hlavných tektonických jednotiek. Tieto dve kľúčové mapové diela – *Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000* a *Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000* – ho stáli veľa úsilia. Vlado musel zvládať koordináciu prác početného kolektívu geológov. Museli sa zosúladiť rôznoveké podklady, čo vyžadovalo nielen hlbokú znalosť geologickej stavby Slovenska, ale predovšetkým značné organizačné schopnosti. Výsledok však stál za to. Nová geologická mapa nielenže dokumentuje nové poznatky zozbierané z geologického výskumu Slovenska za uplynulých päťdesiat rokov, ale poskytuje aj dôležité nové pohľady na viaceré geologické útvary. Novinkou je aj zobrazenie hlavných kvartérnych usadenín. Tým sa mapa stala plastickejšou a lepšie čitateľnou.

Odborná a vedecká práca V. Bezáka sa odzrkadľuje v množstve publikácií a citácií. Viaceré práce boli ocenené Slovenskou geologickou spoločnosťou ako najlepšie v rôznych kategóriách (mapové diela, vedecké práce, popularizačné práce). Za Prehľadnú geologickú mapu Slovenska prišiel jej autorovi ďakovný list prezidenta Slovenskej republiky. V. Bezák vytvoril, okrem iného, aj ucelenú koncepciu hercýnskej stavby kryštalinika Západných Karpát. To ho priamo v spolupráci s geofyzikmi, najmä Jánom Šefarom a Miroslavom Bielikom, priviedlo k interpretáciám stavby kôry a litosféry Západných Karpát. V súčasnosti pokračuje v interpretácii hlbokých geologických štruktúr na novom pôsobisku v Geofyzikálnom ústave SAV. Pracuje najmä na interpretovaní magnetických, magnetotelurických a gravimetrických meraní. Okrem toho odovzdáva svoje skúsenosti prostredníctvom výberových prednášok študentom Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského a tiež fakúlt v Košiciach a v Brne. V. Bezák, okrem svojich odborných kvalít, bol vždy dobrým popularizátorom. Významne sa podieľal aj na tvorbe výstavy *Planéta, na ktorej žijeme* v Prírodovednom múzeu SNM, najmä na časti *Geologický vývoj Slovenska*. Momentálne dokončuje projekt *Geologická náučná mapa Tatier*.

Okrem odbornej činnosti sa jubilant venoval aj organizačným aktivitám. Založil Asociáciu geológov Slovenska (AGS), ktorá bola spoluzakladateľkou Únie geologických asociácií Slovenska (ÚGAS). Je dlhoročným členom Slovenskej geologickej rady, bol podpredsedom Slovenskej geologickej spoločnosti a Národného geologického komitétu a dve obdobia predsedom vedeckej rady ŠGÚDŠ. Súčasníci možno nevedia niekedy oceniť, akú významnú stopu V. Bezák necháva v slovenskej geológii.

Milému jubilantovi k životnému jubileu želáme pevné zdravie, radosť zo života a ešte veľa nápadov, ktoré by pomohli geológii Západných Karpát.

I. Broska

Inštrukcie autorom

Všeobecné inštrukcie

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originály obrázkov musia byť zhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu *Mineralia Slovaca.* V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 30 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa publikujú v slovenčine, češtine alebo v angličtine. Uprednostňuje sa angličtina. Abstrakt a skrátené znenie článku napísaného v slovenčine alebo češtine (resumé) musia byť v angličtine.
4. Text článku spracovaný v editore MS Word PC zašlite redakcii v dvoch vytlačených exemplároch s riadkovaním 2 a tiež na CD. Obrázky a tabuľky musia byť vytlačené samostatne vo formáte nepresahujúcom formát A4 a na CD uložené v samostatných súboroch.
5. Súčasne s článkom treba redakcii poslať autorské vyhlásenie, že nijaká časť rukopisu ešte nebola publikovaná a originálne sú aj obrázky. Kópie obrázkov z iných publikácií musia byť legalizované získaním práva na publikovanie. Vyhlásenie musí obsahovať meno autora (autorov), akademický titul a trvalé bydlisko.

Text

1. Úpravu textu aj zoznamu literatúry treba prispôsobiť súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť približne 30 riadkov, šírka riadka je asi 60 znakov.
3. Abstrakt stručne sumarizujúci hlavné výsledky článku môže mať najviac 200 slov a nemá obsahovať citácie.
4. Text má mať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, použitú metodiku práce, zistené údaje a poznatky, diskusiu, záver a zoznam literatúry.
5. V článku treba zreteľne odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Údaje z tabuliek a obrázkov v texte neopakovať, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi – hlavné písať do stredu a vedľajšie na ľavý okraj strany. Použiť možno najviac tri druhy hierarchických nadpisov a podľa dôležitosti ich vyznačiť ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 – najvyšší, 2 – nižší, 3 – najnižší.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988), pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Krstné (rodné) mená sa ani v jednom prípade neuvádzajú.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu. Nie je vhodné, aby text v editore MS Word obsahoval vložené obrázky.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní treba dôsledne odlišovať pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré sa majú vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. Články napísané v slovenčine alebo češtine musia obsahovať anglický preklad názvu, abstraktu, kľúčových slov, resumé a popisov k obrázkom a tabuľkám.

Ilustrácie

1. Ilustrácie musia byť vysokej kvality, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **Musia sa pripravovať s vedomím, že budú zmenšené na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm).** Tomu treba prispôsobiť ich veľkosť a formu, resp. zoskupenie. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1 : 1, ale kresby (perovky) odporúčame urobiť väčšie, ako budú vytlačené. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Obrázky treba popisovať šablónou, nie voľnou rukou. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm. Ak je článok v slovenčine, popisy v obrázkoch musia byť v slovenčine, ak je v angličtine, aj ilustrácie musia byť v angličtine. Originál (pred zmenšením) môže mať najviac 340 x 210 mm. **Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm.** Skladacie ilustrácie treba podľa možnosti úplne vylúčiť.

Obrázky urobené na počítači musia byť vytlačené laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a musia sa poslať spolu s textom na CD. **Pri počítačovej tvorbe obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw).** Veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) sa nesmú používať ani na obrysy, ani vo výplni. Vylučuje sa používanie softvérovej výplne (napr. v Corel Draw). Výplne v obrázkoch sa musia skladať zo samostatne vysádzaných objektov. Vhodné nie sú ani rastrové výplne.
2. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
3. Zoskupené obrázky, napr. fotografie a diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok.
4. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa pre tlač zmenšovali najmenej o 50 %. **Pri zasielaní fotografií vo forme počítačových súborov (vo formáte JPG alebo TIF) sa požaduje vysoké rozlíšenie – minimálne 600 DPI.**
5. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázka a meno autora a na fotografiách sa šípkou označí aj orientácia obrázka.
6. Na mapách a profiloch treba voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
7. Názvy obrázkov s vysvetlivkami treba priložiť k textu na osobitnom liste v slovenčine a v angličtine.
8. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
9. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované. Pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
10. Farebné ilustrácie vysokej kvality možno publikovať po dohode s vydavateľstvom.
11. Redakcia si vyhradzuje právo vrátiť autorovi grafické prílohy na opravu po jazykovej úprave, resp. požiadať o ich nahradenie za prílohy v požadovanej kvalite.

Tabuľky

1. Tabuľky treba písať na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu limituje maximálna šírka tlačového stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). **Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.**
2. Údaje sa zaraďujú do tabuľky, iba ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Vertikálne čiary sa v tabuľkách nepoužívajú.
4. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poradí uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. „Osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Spôsob uvádzania literatúry
Knižná publikácia
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. *Alfa, Bratislava, 155.*
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Miner. Slov., 21, 135 – 142.*
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. *In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 – 215.*
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR--geofyzika. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŠGÚDŠ, 28.*
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (v knižnej publikácii) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, v texte sa cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.

V prípade nejasností si možno vyžiadať podrobnosti e-mailom na adrese mineralia.slovaca@geology.sk, alena.wolfova@geology.sk, alebo zoltan.nemeth@geology.sk

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Putiš, M., Radvanec, M., Sergeev, S., Koller, F., Michálek, M., Snárska, B., Koppa, M., Šarinová, K. & Németh, Z.
Metamorfovaná sukcesia silicitických bridlíc s bazaltom a diastrofickou brekciou v olistolite jurskej akrečnej prizmy meliatika pri Jaklovciach (Slovensko), datovaná na zirkóne (U-Pb SIMS SHRIMP)
Metamorphosed succession of cherty shales with basalt and diastrophic breccia in olistolith of the Meliatic Jurassic accretion wedge near Jaklovce (Slovakia), dated on zircon (U-Pb SIMS SHRIMP) 1

Pečeňa, Ľ. & Vojtko, R.
Nové poznatky o geologickej stavbe fatrickej jednotky v okolí Valaskej Belej (Strážovské vrchy, Západné Karpaty)
New knowledge about the geological setting of the Fatric Unit near Valaská Belá village (Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians) 19

Smrečková, M.
Lower Turonian radiolarians from the Červená skala section (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians)
Spodnoturónske rádiolárie z profilu Červená skala (Pieninské bradlové pásmo, Západné Karpaty) 31

Tometz, L., Chytilová, M. & Kotuč, J.
Vzťah chemického zloženia podzemných vôd fluviálnych sedimentov v nive dolného toku Torysy k hydraulickým charakteristikám zvodnencov
The relation of the chemical composition of the groundwater of fluvial sediments in the overbank of the lower reach of Torysa river to the hydraulic characteristics of aquifers 39

Hovorka, D. & Túnyi, I.
Slovenský „čínsky“ múr: mýty a pokus o realitu
Slovak “Chinese wall”: Myths and an attempt for explanation 49

GeoVestník

Chalupová, B., Kováčová, M., Zahradník, L., Gregáňová, M., Kondela, J., Štrba, Ľ., Vizi, L., Dwornik, M., Bazarnik, J. & Majka, J.
Herlandia 2010. 11th International conference of young geologists. Svätý Jur, Slovak Republic; 29. April – 1. May 2010
Herlandia 2010. Medzinárodná konferencia mladých geológov, 11. ročník. Svätý Jur, Slovenská republika; 29. apríla – 1. mája 2010 57

Chmielewská, E.
Kooperácia so Shanghai Jiao Tong univerzitou v Číne (School of Environmental Science and Engineering) v rámci bilaterálneho APVV projektu
Cooperation with the Shanghai Jiao Tong University of China (School of Environmental Science and Engineering) in the framework of APVV project 79

Illášová, L.
Recenzia. D. Hovorka: Človek a Zem v interakcii
Review of the publication *Man and Earth in Interaction* written by Dušan Hovorka 81

Broska, I.
Vladimír Bezák šesťdesiatročný
Vladimír Bezák – Greetings to 60th birthday 82