ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2019

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795

SPRÁVY

134

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433–4795 SPRÁVY

Geologické práce, Správy je vedecký recenzovaný časopis, ktorý vydáva Štátny geologický ústav Dionýza Štúra od roku 1954. Úlohou časopisu je informovať odbornú verejnosť o najnovších poznatkoch z výskumov zo všetkých vedných disciplín geológie (regionálna geológia, tektonika, stratigrafia, paleontológia, petrológia, geochémia, hydrogeológia, inžinierska geológia, ložisková geológia, geofyzika, štruktúrna geológia a príbuzné odbory). Zverejňuje výsledky geologických výskumov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra, ale aj iných geologických organizácií.

Predseda vydavateľskej rady – Chairman of Editorial Board

BRANISLAV **ŽEC**
branislav.zec@geology.sk

Vedecký redaktor – Scientific Editor

ONDREJ **PELECH**
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
ondrej.pelech@geology.sk

Redakčná rada – Editorial Board

DANIELA **BOOROVÁ** • KLEMENT **FORDINÁL** • JOZEF **KORDÍK** • JURAJ **MAGLAY**
PETER **MALÍK** • ALEXANDER **NAGY** • PETER **ONDREJKA** • IVANA **PEŠKOVÁ**
FRANTIŠEK **TEŤÁK** • KATARÍNA **ŽECOVÁ**

Redakcia – Editorial Staff

Vedúci oddelenia vydavateľstva a propagácie
Head of the Publishing house and Department of Promotion

LADISLAV **MARTINSKÝ**
ladislav.martinsky@geology.sk

Jazyková redaktorka – Lingual Editor

JANKA **HRTUSOVÁ**

Technická redaktorka – Production Editor

SLÁVKA **ŽIDEKOVÁ**

Bratislava december 2019

Geologické práce, Správy vychádzajú dvakrát ročne. Vydavateľ a tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, IČO 31 753 604. Dátum vydania čísla 26. 5. 2020.
On-line verzia časopisu je prístupná na stránke:
https://www.geology.sk/geologicke-prace-spravy/.

ISSN 0433-4795; ISSN (On-line) 2453-9767

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2019

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

134

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2019

Paleogeografická schéma depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (centrálne[1] Západné Karpaty): rešerš, poznámky, dierkavce

Paleogeographic scheme of the Reingraben and Lunz event sediments deposition area (Central Western Carpathians): research, notes, foraminifers

Milan Havrila[1], Daniela Boorová[2] a Jakub Havrila[1]

[1] Slovenská geologická spoločnosť, Mlynská dolina 3962/1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika, e-mail: mil.havrila@gmail.com
[2] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika, e-mail: daniela.boorova@geology.sk

© Autori 2019. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Abstrakt. Zostavili sme paleogeografickú schému depozičného priestoru vrchnotriasových siliciklastických sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (lunzských vrstiev, tržinovského súvrstvia a došnianskych vrstiev) vystupujúcich v centrálnych Západných Karpatoch. Ich depozičný priestor sa rozprestieral na šelfe s alpínskym vývojom triasu a jeho časti sú zachované vo viacerých príkrovových jednotkách (v tatriku, fatriku, veporiku a hroniku). Zostavená schéma bola doplnená o niektoré informácie (približná hrúbka sedimentov, smer transportných prúdov, výskyt makro- a mikrofauny, výskyt makroflóry a slojov uhlia) dokumentujúce členenie depozičného priestoru, resp. umožňujúce charakterizovať sedimentačné prostredie. Zrekonštruovaný priestor bol potom umiestnený južne od vindelicko-beskydského valu (oddeľujúceho priestor s epikontinentálnym germánskym vývojom triasu od šelfu s alpínskym vývojom triasu) a južne od miesta predpokladaného vstupu siliciklastického materiálu do šelfového priestoru. Bol umiestnený do pozície, v ktorej sa pravdepodobne nachádzal vo vrchnom triase, v čase sedimentácie lunzských vrstiev. Paralelne so zostavením paleogeografickej schémy bol vykonaný biostratigrafický výskum, zo spodnej časti reingrabenských bridlíc boli získané dierkavce.
[1]

Kľúčové slová: lunzské vrstvy, centrálne Západné Karpaty, paleogeografická rekonštrukcia, biostratigrafia, dierkavce

Abstract. A paleogeographic scheme of the deposition space of the Upper Triassic siliciclastic sediments of the Reingraben and Lunz Event (Lunz Member, Tržinovo Formation and Došná Beds) occurring in the Central Western Carpathians was compiled. Their deposition space was spread on a shelf with the Alpine development of the Triassic and its parts are preserved in several nappe units (in the Tatricum, Fatricum, Veporicum and Hronicum). The compiled scheme was supplemented by some information (approximate thickness of sediments, direction of transport currents, occurrence of macro- and microfauna, occurrence of macroflora and coal seams) documenting the division of the deposition space, and/or to enabling characterize the sedimentation environment. The reconstructed area was then located south of the Vindelic-Beskydic ridge (separating the area with epicontinental Germanic Triassic development from the Alpine development Triassic shelf) and south of the site of supposed entry of the siliciclastic material into the shelf space. It was placed in a position in which it was probably located in the Upper Triassic, at the time of sedimentation of the Lunz Member. Biostratigraphic research was carried out parallely with the compilation of the paleogeographic scheme, foraminifers were obtained from the bottom of the Reingraben Shales.

Key words: Lunz Member, Central Western Carpathians, paleogeographic reconstruction, biostratigraphy, foraminifers

Vývoj terminológie sedimentov reingrabenského a lunzského eventu v centrálnych Západných Karpatoch

Sedimenty reingrabenského a lunzského eventu v Severných Vápencových Alpách, kde boli v 19. storočí vyčlenené a opísané, sú v súčasnosti zhrnuté pod termínom *Lunzer Schichten* (lunzské vrstvy). Tollmann (1985) k lunzským vrstvám zaradil *Trachycerasschichten („Aonschichten")* (trachycerasové vrstvy, aónové vrstvy), *Reingrabener Schiefer („Halobienschiefer")* (reingrabenské bridlice, halobiové bridlice) a *Lunzer Sandstein* (lunzský pieskovec)[2].

Temer súčasne sa zistili aj v Západných Karpatoch, kde možno boli známe už Sturovi (1859a, s. 47). Dolomit vystupujúci v Chočských vrchoch nad vápencami neokómskeho veku[3] vyčlenil a pomenoval ako *Neocom-Dolomit* (neokómsky dolomit). Vzhľadom na jeho pozíciu ho (Stur, 1859b, s. 29) považoval za vrchnú časť neokómu. Neskôr (Stur, 1860, s. 45) termín rozšíril a upravil ho na

[1] Termínom centrálne Západné Karpaty sa tu označuje súbor tektonických jednotiek (tatrika, fatrika, veporika, hronika a gemerika) vystupujúcich v stavbe pohoria medzi Vonkajšími Západnými Karpatmi a Vnútornými Západnými Karpatmi, resp. medzi oravikom a meliatikom. Termín centrálne Západné Karpaty je tu použitý aj v paleogeografickom význame. Členenie sedimentačného priestoru na tieto tri časti je však zrejmé až v jure, po otvorení sedimentačných bazénov oravika a meliatika. Vzhľadom na to, že súčasťou tektonických jednotiek Západných Karpát sú aj vrstvové sledy triasu, tento termín sa používa aj pri členení triasového sedimentačného priestoru alpínskeho šelfu, a to aj pre nedostatok iných kritérií, ktoré by mohli slúžiť na členenie tohto priestoru a na konkretizovanie jeho jednotlivých častí.

[2] Vzhľadom na to, že názvy aj obsah týchto litostratigrafických jednotiek sa vyvíjali komplikovane a v určení ich autorstva nepanuje úplná zhoda, autorov termínov a vývoj ich obsahu neuvádzame a čitateľa odkazujeme na prácu Tollmanna (1976, s. 136 – 150) a Bystrického (in Andrusov a Samuel et al., 1985, s. 33 – 36, 179 – 180).

[3] V súčasnosti sú zaradené k fatriku.

Neokomkalk und Dolomit (neokómsky vápenec a dolomit)[4]. Zároveň vyčlenil (l. c., s. 100, 132, 133) *Šipkover Schiefer* (šípkovské bridlice), t. j. čierne bridlice, ktoré považoval za vložku v neokómskom vápenci a dolomite, a spolu s nimi ich považoval za neokómske[5]. Poznal ich nielen zo Šípkova (podľa ktorého ich pomenoval) v Strážovských vrchoch, ale aj z okolia Kvačian a Veľkého Bobrovca v Chočských vrchoch, z Veľkej Fatry z okolia Vyšnej Revúcej a z viacerých lokalít severne od sedla Šturec a z Nízkych Tatier z okolia Liptovského Hrádku a z okolia Smrekovice, Bukovice a Podturne. Z týchto lokalít ich uvádzal pod opisným názvom čierne bridlice alebo šípkovské bridlice. S istotou teda možno povedať, že sedimenty reingrabenského a lunzského eventu boli v Západných Karpatoch známe už v tom čase, aj keď pod iným menom a s iným časovým zaradením. Stur (in Hauer, 1866, s. 127) ako prvý sedimenty reingrabenského a lunzského eventu vystupujúce na Pohroní v Západných Karpatoch dal pod označením „*Lunzer Sandsteine (Lettenkohle) mit Halobia Haueri*" do súvislosti s lunzskými vrstvami. Vzápätí (Stur, 1867, s. 265) v týchto sedimentoch rozlíšil dve litofácie: v Revúckej doline *Sandsteine und Schiefer... die Lunzersandsteine* (pieskovce a bridlice... lunzského pieskovca) a na Pohroní „*Schiefern mit Halobia haueri*" (bridlice s *Halobia haueri*). Stache (1867, s. 378) tieto sedimenty pri mapovaní priestoru medzi Bielym Váhom a Čiernym Váhom označil ako *braune Sandsteine und schwarze Mergelschiefer (Lunzer Schichten?)* a s neistotou ich tak začlenil pod termín lunzské vrstvy. Následne Stur (1868, s. 362) v lunzskom pieskovci vystupujúcom západne od Banskej Bystrice severne od Podlavíc (identifikoval ho aj v prítoku Laskomerského potoka, juhozápadne od Skubína, pri Králikoch, v priestore od Hiadeľskej doliny cez Sv. Ondrej a Nemeckú až po Jasenie a Lopej, vo Veľkej Tureckej doline, medzi Liptovskou Osadou a Bielym Potokom) našiel *Equisetites arenaceus* Schenk, t. j. zástupcu flóry pochádzajúceho z pevninského prostredia. V bridliciach[6] vystupujúcich severne od Nemeckej a Dubovej (identifikoval ich aj severne od Predajnej, východne od Jalšoviec, južne od Poník, severovýchodne od Sv. Ondreja, severne od Hornej Lehoty, v záreze Bystrej, v doline Valaskej, v horskom chrbte Chvatimech, nad Hornou Tureckou a v okolí vrchu Slemä), pre ktoré prijal ich alpský názov *Reingrabner Schiefer* (*reingrabenské bridlice)*[7], našiel *Halobia haueri* Stur., *Leda elliptica* Goldf. sp., *Leda sulcellata* Wissm, t. j. morskú faunu. Zároveň (l. c., 1868, s. 406 – 410 a 423) šípkovskú bridlicu premenoval na *Šipkover Mergel* (šípkovský slieň). Identifikoval ho vo Veľkej Fatre severne od Šturca a pri Liptovskej Osade a na severných svahoch Nízkych Tatier v širokom okolí Poludnice. Súčasne poukázal na jeho veľkú podobnosť s lunzským pieskovcom (l. c., 1868, s. 408), keď konštatoval, že *„... pre nedostatok skamenelín sme nemohli rozoznať, či máme pred sebou lunzské pieskovce a reingrabenské bridlice alebo šipkovské sliene a pieskovce"*[8]. Volko (1924) pre horniny považované za šípkovské sliene vystupujúce v Liptovskej kotline použil názov *hrádocký* alebo *šipkovský útvar*. Matějka (1927, s. 43 – 44) na základe litologického zloženia a pozície vo vrstvovom slede (v čase, keď o Západných Karpatoch už bolo známe, že ide o pohorie s príkrovovou stavbou) stotožnil termín šípkovský slieň (vystupujúci v údolí Revúcej a pri Liptovskej Osade) s termínom lunzský pieskovec. Kettner a Koutek (1927, s. 1) si pri mapovaní v Nízkych Tatrách uvedomili, že horniny vystupujúce na severných a južných svahoch tohto pohoria, na manuskriptových mapách Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni zhotovených v 60. rokoch 19. storočia označené ako lunzský pieskovec a reingrabenská bridlica, sú na severných svahoch Nízkych Tatier v okolí Iľanovej, Liptovského Jána, Podturne, Liptovského Hrádku a Liptovskej Porúbky označné ako šípkovské sliene. Uvedomili si, že sú to tie isté horniny vystupujúce v rovnakej pozícii vo vrstvovom slede, t. j. nad rohovcovými vápencami (rozumej reiflinskými vápencami). Preto ich (lunzský pieskovec, reingrabenské bridlice a šípkovský slieň) zhrnuli pod spoločný názov *hrádocké vrstvy*. Andrusov (1933) konštatoval, že šípkovské vrstvy vystupujúce pri Šípkove sú ekvivalentom lunzských vrstiev vystupujúcich vo vyššom subtatranskom príkrove (v zmysle Spenglera, 1932) a litologicky sú totožné s lunzskými vrstvami vystupujúcimi v Nízkych Tatrách, vo Veľkej Fatre a v rakúskych Východných Alpách. Neskôr sa pre sedimenty reingrabenského a lunzského eventu v Západných Karpatoch všeobecne používal len názov lunzské vrstvy (bez ich členenia). V Západných Karpatoch termín nebol presne definovaný, používal sa na označenie pieskovcov striedajúcich sa s ílovitými bridlicami. Napriek tomu, že Maheľ (in Maheľ et al., 1962, s. 114) z bazálnej časti lunzských vrstiev z lokalít Šípkov a Ilava uvádzal aj zriedkavé *„tenkolavicovité až bridličnaté slienité vápence"* a Wolf (1867, s. 87), Maheľ (1948, s. 26), Andrusov (1950, s. 4; 1959, s. 63; 1965, s. 62) a Pulec (1959, s. 34 – 35, 73) okrem toho uvádzali aj sporadické *„medzivrstvičky uhlia"*, lunzské vrstvy vystupujúce v Západných Karpatoch vykazovali litologicky a faunisticky menšiu pestrosť ako v Severných

[4] Horniny pomenované týmito termínmi sú v súčasnosti zaradené k hroniku. Je zrejmé, že pod oba termíny bol zahrnutý celý vrstvový sled hronika príslušnej oblasti, a teda (vedome alebo nevedome) aj sedimenty reingrabenského a lunzského eventu. Termín potom nadobúdal ďalšie podoby: Mojsisovics (1867, s. 259) použil názov *Chocsdolomit* (chočský dolomit) a pokladal ho za cenomanský; Stache (1867, s. 378) použil názov *Kreidedolomit* (kriedový dolomit) a považoval ho tiež za cenomanský; Stur (1868, s. 384, 405) použil termín *Karpathen-dolomit* (karpatský dolomit) a zaradil ho do albu. *Karpathen-dolomit* podľa neho pozostával z tmavých vápencov a dolomitov s vložkou šípkovského slieňa.

[5] Matějka (1927), Kettner a Koutek (1927) a Andrusov (1933) preukázali ich triasový vek a sú zaradené k hroniku.

[6] Ich charakteristiku uviedol Stur (1868, s. 357).

[7] Tento termín nepoužíval dôsledne, používal ho nielen v priestoroch výskytu morskej makrofauny, ale aj v priestoroch rozšírenia lunzského pieskovca, ak v ňom prevládali bridlice.

[8] Wolf (1867, s. 87) o súvrství pieskovcov a bridlíc vystupujúcich v údolí Váhu pri Liptovskom Hrádku, Liptovskej Porúbke a Liptovskom Jáne uviedol, že toto súvrstvie, ktoré Stur (1860) považoval za šípkovské sliene, pokladá Stur teraz (t. j. v roku 1867) za lunzské vrstvy a že aj on sa prikláňa k tomuto názoru. V nasledujúcom roku sa však Stur vrátil k svojmu pôvodnému názoru. Táto nerozhodnosť sa prejavila aj na manuskriptových mapách Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni zhotovených v 60. rokoch 19. storočia, na ktorých sú zobrazené aj šípkovské sliene (v priestoroch, kde mapoval Stur) aj lunzský pieskovec (v priestoroch, kde mapoval napr. Stache).

Vápencových Alpách. Používanie termínu reingrabenské bridlice sa postupne vytratilo. Tento termín nepoužil ani Pulec (1959, 1965) pri náleze makrofauny v nich. Oznámil *„nový nález skamenelín v lunzských vrstvách“*. Informoval však, že *„... skameneliny sa nachádzajú len v ílovcoch... v tesnom nadloží... reiflingského vápenca a aónskych vrstiev“*. Termín nepoužili ani Marschalko a Pulec (1967), ktorí informovali, že *„Faunistická asociácia bola nájdená výhradne vo vrstvách ílovo-piesočnatých až siltových vrstiev na báze sekvencie (10 – 20 m)“*. Podľa toho možno uvažovať, že nájdená makrofauna pochádza z reingrabenských bridlíc, ako to bolo známe Sturovi (1868, s. 362). Novšie informácie týkajúce sa sedimentov reingrabenského a lunzského eventu pochádzajú až od Planderovej a Poláka (1976), ktorí opísali dolomiticko-bridličnaté *došnianske vrstvy* z tatrika Veľkej Fatry, a od Sýkoru et al. (2011), ktorí vo fatriku Malej Fatry pod názvom *tržinovské súvrstvie* vyčlenili siliciklastiká vo vrchnotriasových dolomitoch. Kohút et al. (2018) tieto nové litostratigrafické jednotky zaradili k *„okrajovým fáciám sedimentov lunzskej delty“*.

Členenie lunzských vrstiev na trachycerasové vrstvy, reingrabenské bridlice a lunzský pieskovec pozostávajúci z hlavného pieskovca (prevládajú v ňom kremité pieskovce so slienitými a ílovitými polohami), bridličnatých ílov (pozostávajúcich z bridličnatého pieskovca so sférosideritmi, a najmä z ílovitých bridlíc s uhoľnými slojmi) a nadložného pieskovca (tvoreného pieskovcami striedajúcimi sa s bridličnatými slieňmi), zavedené v Severných Vápencových Alpách (pozri Tollmann, 1976, 1985), sa v centrálnych Západných Karpatoch nepoužívalo. Sčasti možno preto, že pri geologickom mapovaní je nedosiahnuteľné, sčasti preto, že ich výskum v tomto priestore bol menej detailný. Kompletný sled tohto členenia sa navyše vyskytuje len v bazénových oblastiach rozšírenia lunzských vrstiev (obr. 1). Na karbonátových plošinách sa reingrabenské bridlice (bridlice s morskou faunou) nevyskytujú a nevyskytujú sa tam ani trachycerasové (aónové) vrstvy[9]. Navyše, trachycerasové (aónové) vrstvy neboli v centrálnych Západných Karpatoch považované za súčasť lunzských vrstiev a nie sú za ich súčasť považované ani pod názvom korytnické vápence.

Rekonštrukcia depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu

Pri rekonštrukcii depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu sa vychádzalo z dvoch predpokladov. Prvým bolo, že depozičný priestor sa nachádzal južne od okraja epikontinentálneho germánskeho vývoja vrchného triasu Paleoeurópy, ktorej južný okraj tvoril vindelicko-beskydský val. Jeho zvyšky v súčasnosti prebiehajú v smere JZ – SV. Druhým bolo to, že formujúce sa sedimentačné priestory jednotiek centrálnych Západných Karpát, v ktorých sa uložili sedimenty reingrabenského a lunzského eventu, mali pozdĺžnu os paralelnú s vindelickým valom (s okrajom kontinentu).

Podkladom na vytvorenie schémy depozičného priestoru bola *Tektonická mapa Slovenskej republiky* zostavená Bezákom et al. (2004)[10]. Vzhľadom na to, že centrálne Západné Karpaty sú priestorom s príkrovovou stavbou, príslušné príkrovové jednotky zobrazené na spomenutej mape boli spätne rozvinuté do pozície, ktorú zaberali v sedimentačnom priestore, t. j. boli rozvinuté v opačnom smere, ako sú zmerané smery presúvania príkrovov (obr. 2). Rozvíjanie sa teda uskutočňovalo v smere zo SZ na JV. Týkalo sa to jednotiek fatrika, veporika, a najmä hronika, t. j. jednotiek, v ktorých boli známe lunzské vrstvy. Na základe priradenia došnianskych vrstiev k okrajovým fáciám sedimentov lunzskej delty (Kohút et al., 2018) bolo k týmto jednotkám pridané aj tatrikum. Sedimentačný priestor, z ktorého pochádza hronikum, bol v nej už rozčlenený v zmysle paleogeografickej schémy Havrilu (1993, 2011) na plošinové a bazénové priestory. Do vzniknutého geologického mapového podkladu bola zanesená približne známa hrúbka sedimentov. Boli vyznačené priestory s ich malou hrúbkou, ktoré zodpovedajú plošinovým priestorom, a priestory s ich veľkou hrúbkou, ktoré zodpovedajú bazénovým priestorom. Vzhľadom na to, že depozičný priestor sa rozprestieral na šelfe, mal veľmi rozsiahlu plochu. V dôsledku toho aj hrúbka jeho sedimentov na podstatnej časti tejto plochy je malá (väčšinou dosahujú hrúbku len niekoľko metrov, zriedkavejšie niekoľko desiatok metrov), často celkom chýbajú. Veľkú hrúbku (do 350 – 400 m) dosahujú len v intrašelfových subsidenčných bazénoch. Za dôkaz subsidenčnej genézy týchto bazénov považoval Marschalko (1978) fakt, *„... že vrstvy sa prstovite nezastupujú s karbonátmi prítomnými v podloží a nadloží*[11]*“*. Rozdielna hrúbka sedimentov je zreteľným dokladom rozdielnej rýchlosti subsidencie týchto priestorov. Bazénové časti hronika boli priestormi s maximálnou subsidenciou v rámci centrálnych Západných Karpát v časovom intervale od pelsónu do julu až tuvalu[12]. Následne boli do schémy doplnené smery paleoprúdov transportujúcich materiál lunzských vrstiev, ktoré zmerali Marschalko a Pulec (1967). Spomenutí autori zobrazili získané smery paleoprúdov na nerozvinutom geologickom podklade (príkrovové jednotky boli zobrazené nad sebou) a mapa tak bola neprehľadná. Z ich mapy paleoprúdov bol síce zrejmý smer paleotransportu, ale mapa čitateľne nespájala smery namerané na jednotlivých lokalitách s ich pozíciou v paleopriestore. Hodnota a význam meraní paleoprúdov sa celkom prejavili až po vyhotovení paleogeografickej schémy sedimentačného

[9] Oba termíny (trachycerasové vrstvy, aónové vrstvy) sú formálne nevhodné. V centrálnych Západných Karpatoch boli nahradené termínom korytnické vápence, zavedeným Bujnovským et al. (1974).

[10] Údaje prevzaté z mapy boli mierne upravené podľa Havrilu (in Havrila a Olšavský, 2015, obr. 30).

[11] Použil aj formuláciu, že *„...nezastupujú sa faciálne s obklopujúcimi karbonátovými formáciami, čo svedčí o vzniku za súčasnej subsidencie dna“*.

[12] Marschalko (1978) dospel k názoru, *„... že subsidenčné klesanie v chočskej tektonickej jednotke prebiehalo od SZ na JV a J v paralelných pásmach“*. Paralelné pásma subsidencie (paralelné navzájom a súčasne paralelné s vindelickým valom) sú zobrazené aj na predloženej paleogeografickej schéme. Ich paleogeografické usporiadanie sa však líši od predstavy Marschalka (1978). Paralelnosť pásiem subsidencie (nielen v hroniku, ale v celých centrálnych Západných Karpatoch) sa ešte zreteľnejšie prejavila v noriku (pozri schému keuperskej delty zostavenú Havrilom in Havrila a Olšavský, 2015).

priestoru, z ktorého pochádza hronikum. Tá umožnila smery namerané na jednotlivých lokalitách spojiť s ich pozíciou v paleopriestore a získať zrozumiteľný priestorový obraz paleoprúdov. V získanej schéme depozičnej oblasti sedimentov reingrabenského a lunzského eventu boli potom ešte zobrazené niektoré doplnkové informácie (vybrané lokality výskytu makro- a mikrofauny, makro- a mikroflóry, lokality výskytu slojov uhlia a tiež lokality, na ktorých bol urobený výskum ťažkých minerálov) dokresľujúce a dokumentujúce jej členenie, resp. umožňujúce stanoviť sedimentačné prostredie.

Vytvorená schéma depozičnej oblasti znázorňuje zachovanú časť deltového vejára[13]. Jeho zjednodušený obraz a jeho predpokladanú pozíciu oproti vindelickému valu zverejnili Kohút et al. (2018). V hronickej časti schémy delty možno pozorovať dva bazény (na severozápade bazén Dobrej Vody a na juhovýchode bazén Bieleho Váhu) vyplnené veľkou hrúbkou sedimentov reingrabenského a lunzského eventu, oddelené od seba karbonátovou plošinou (mojtínsko-harmaneckou plošinou) pokrytou malou hrúbkou týchto sedimentov[14]. Časť druhej karbonátovej plošiny (plošiny Čierneho Váhu) možno sledovať južne od bazénu Bieleho Váhu. Pozdĺžne osi oboch bazénov prebiehajú naprieč deltovým vejárom a naprieč smerom paleoprúdov transportujúcich materiál. Zároveň však prebiehajú paralelne s ostatnými sedimentačnými priestormi centrálnych Západných Karpát a paralelne aj s vindelicko-beskydským valom.

Podobným spôsobom bola zrekonštruovaná aj schéma deltového vejára sedimentov karpatského keuperu (Havrila a Olšavský, 2015). Obe delty sa nachádzajú v priestore centrálnych Západných Karpát, obe sú zachované v tých istých tektonických jednotkách (v tatriku, fatriku, severnom veporiku a hroniku), t. j. v tom istom tektonickom telese (telesách), a obe sa rozprestreli na šelfe. Obe delty preto fixujú vzájomnú pozíciu ich priestorov a tiež vzájomnú pozíciu sedimentačných priestorov (z ktorých pochádzajú spomenuté tektonické jednotky) počas sedimentácie v triase[15]. V oboch deltách bol preukázaný smer prínosu materiálu zo SZ a S. V „lunzskej" delte bol stanovený na základe smerov paleoprúdov meraných v pieskovcovej litofácii lunzského pieskovca (Marschalko a Pulec, 1967)[16], v „keuperskej" delte bol stanovený na základe veľkostného triedenia materiálu od zlepencov po ílovce (Havrila in Havrila a Olšavský, 2015)[17]. Delta sedimentov karpatského keuperu prekrýva veľkú časť skôr vzniknutej delty sedimentov lunzských vrstiev (leží v jej nadloží, medzi nimi sú len sedimenty hlavného dolomitu). Tento fakt zväzuje (fixuje) ich sedimentačné priestory. Vďaka tomu umožňuje sedimentačný priestor oboch delt ako jeden celok umiestniť oproti vindelicko-beskydskému valu. Predpokladané umiestnenie „keuperskej" delty zrealizoval Havrila (in Havrila a Olšavský, 2015) v priestore ležiacom juhozápadne od vindelicko-beskydského valu, juhozápadne od prielivu medzi Českým masívom a masívom ležiacim južne od Krakova. Vzhľadom na to, že obe delty (ich časti) sú zachované v tom istom tektonickom telese (telesách), umiestnenie „keuperskej" delty zároveň ukázalo predpokladanú pozíciu „lunzskej" delty južne od priestoru medzi masívom ležiacim južne od Krakova a skýtskou platformou[18].

Pri rekonštrukcii paleopriestoru neboli zohľadnené známe informácie o rotácii chočského príkrovu (v súčasnosti predstavuje časť hronika). Marschalko a Pulec (1967) a Marschalko (1978) vychádzajúci z práce Kotáska a Krsa (1965a, b) upozornili na to, že je potrebné zohľadniť rotáciu chočského príkrovu počas transportu príkrovov o 45° (iné práce uvádzajú rotáciu o 90°, novšie sa rotácii jednotlivých častí Západných Karpát venovali Márton et al., 2015). Pri zohľadnení uvedenej rotácie by súčasná orientácia bazénov hronika (ich pozdĺžnej osi) nebola v súlade so súčasnou orientáciou iných sedimentačných priestorov centrálnych Západných Karpát a ani so súčasnou orientáciou vindelicko-beskydského valu. Pri rekonštrukcii sa však vychádzalo práve z predpokladu, že bazény vznikajúce pri okraji kontinentu všeobecne majú priebeh paralelný s okrajom kontinentu, t. j. v našom prípade s južným okrajom vindelicko-beskydského valu (ten má v dnešnej pozícii smer JZ – SV, to je smer zhodný s orientáciou sedimentačných priestorov centrálnych Západných Karpát v ich dnešnej pozícii). Z tohto dôvodu rotácia chočského príkrovu prebiehajúca počas presunu príkrovov sa nebrala do úvahy. Ďalším dôvodom, prečo sa rotácia nebrala do úvahy, je neznalosť vývoja rotácie hronika a celého bloku centrálnych Západných Karpát, ako aj vindelicko-beskydského valu v časovom úseku od vrchného permu a spodného triasu (obdobie, na ktoré sa vzťahujú informácie Kotáska a Krsa), prípadne od stredného triasu (obdobie formovania

[13] Paleogeografická schéma depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu centrálnych Západných Karpát doplnila doterajšie paleogeografické predstavy Marschalka a Pulca (1967), Andrusova (in Andrusov et al., 1973, obr. 4), Marschalka (1978), Maheľa (1979a, obr. 5; 1979b, obr. 8) a Michalíka (1984, obr. 1; 1994, obr. 2). Z priestoru Severných Vápencových Álp paleogeografickú schému príslušného priestoru zostavil Hornung (2008, obr. 44).

[14] Marschalko a Pulec (1967, s. 333) uvádzajú konkrétnejšie údaje o hrúbke lunzských vrstiev chočského príkrovu (hronika), ale aj krížňanského príkrovu (fatrika). Nespájajú ich však s konkrétnymi priestormi. Predpokladali, že hrúbka lunzských vrstiev klesá v smere transportu materiálu. Ich maximálna hrúbka je podľa nich v sz. časti chočského príkrovu na lokalitách Kvačany, Liptovský Hrádok, Liptovská Lúžna, Balunky, Šípkov a Homôľka a smerom na juh klesá. V našej schéme však lokality Šípkov a Homôľka ležia v bazéne Dobrej Vody, t. j. v sz. časti sedimentačného priestoru, a ostatné lokality (s výnimkou lokality Balunky) ležia v bazéne Bieleho Váhu, t. j. v jv. časti sedimentačného priestoru. Oba bazény sú oddelené karbonátovou plošinou pokrytou lunzskými vrstvami v malej hrúbke. Hrúbka sedimentov teda zjavne nie je funkciou smeru transportu, ale je funkciou rozdielnej subsidencie jednotlivých častí sedimentačného priestoru. V dôsledku predpokladu Marschalka a Pulca (1967) a Marschalka (1978) o klesaní hrúbky lunzských vrstiev (v priestore zachovanom v chočskom príkrove) v smere transportu materiálu bolo nutné faciálnu oblasť Bieleho Váhu (s hrubými lunzskými vrstvami) umiestniť severnejšie ako faciálnu oblasť Čierneho Váhu (s tenkými lunzskými vrstvami). V porovnaní s dobovou predstavou rozmiestnenia faciálnych priestorov (Andrusov in Andrusov et al., 1973; Maheľ, 1979a, obr. 5; 1979b, obr. 8) dospeli k ich opačnému umiestneniu.

[15] Zároveň prispievajú k objasneniu pozície sedimentačného priestoru hronika.

[16] K rovnakému smeru transportu materiálu lunzských vrstiev dospel v Severných Vápencových Alpách Behrens (1972, obr. 18, 19) aj Grottenthaler (1972, s. 7) skúmajúci raiblerské bridlice v západnejšom priestore a prijal ho aj Hornung (2008, obr. 44).

[17] V prípade lunzskej delty sa predpokladá veľmi vzdialená zdrojová oblasť materiálu (územie severne od epikontinentálneho germánskeho triasu – Fennoskandia, prípadne skýtska platforma), v prípade keuperskej delty sa predpokladá blízka zdrojová oblasť materiálu (Vindelícia).

[18] Umiestnenie delty v tomto priestore je v zhode s najvýchodnejším, Behrensom (1972, obr. 19) predpokladaným transportným smerom materiálu lunzských vrstiev.

sedimentačných priestorov, v ktorých sa rozprestreli obe delty) po vrchnú kriedu (obdobie skončenia presúvania príkrovov). Známa je len jedna etapa vývoja rotácie len jednej jednotky (hronika). Zohľadnením len tejto jednej etapy len tejto jednej jednotky by vznikol nepravdivý obraz. Predpokladáme, že v priebehu uvedeného času prebehli udalosti kompenzujúce rotáciu spomenutú Marschalkom a Pulcom (1967) a Marschalkom (1978), pretože situácia, v ktorej všetky bazény centrálnych Západných Karpát sú paralelné s okrajom kontinentu, vznikne jednoduchým rozvinutím príkrovovej stavby centrálnych Západných Karpát.

Poznámky k smerom paleoprúdov sedimentov reingrabenského a lunzského eventu

Základné štúdium sedimentárnych štruktúr lunzského pieskovca uskutočnil Pulec (1959). Marschalko a Pulec (1967) v ňom pokračovali najmä s cieľom zistiť orientáciu sedimentárnych štruktúr a stanoviť smery paleoprúdov. Okrem iného konštatovali, že *„... vo väčšine študovaných vrstiev (75 %) existuje pravidelná sekvencia sedimentárnych štruktúr, ako je opísaná Kuenenom (1953), Ksiažkiewiczom (1954) a neskôr Boumom (1962, 1964) vo faciálnom modele turbiditov"*. Výsledky merania smerov paleoprúdov prezentovali formou ružicových diagramov umiestnených na mape v pozorovacích bodoch (skúmaných lokalitách). Merania uskutočnili na 24 lokalitách v troch tektonických jednotkách. Štyri lokality (1. Veľké Pole-mlyn, 2. Tribeč-Müller, 3. Kunerad, 4. Podlavice) boli v krížňanskej jednotke (teraz súčasť zliechovského vývoja fatrika) tri (5. Ľubietová-lom, 6. Heľpa, 7. Čierna hora-Hrabkov) v sérii Veľkého boku (teraz súčasť severného veporika) a 17 lokalít (8. Balunky, 9. Šípkov, 10. Homôľka, 11. Liptovská Lúžna, 12. Ludrová, 13. Liptovská Porúbka, 14. Podtureň-Váh, 15. Podtureň-lom, 15a. Liptovský Hrádok, 16. Malužiná, 17. Svarín, 18. Východná, 19. Brusno, 20. Ráztoka, 21. Predajná, 22. Podbrezová, 23. Kvačany-Prosečné) v chočskom príkrove (teraz súčasť hronika).

V celom skúmanom priestore lunzského pieskovca zistili tri smery paleotransportu (obr. 2): 1. smer na SV, 2. smer na J – JJV a J – JV, 3. smer na JJZ – JZ.

Smer na SV zistili len na lokalitách č. 1, 2, 3 a 4 v krížňanskej tektonickej jednotke (teraz v zliechovskom vývoji fatrika). Podľa Havrilu a Olšavského (2015) na lokalite č. 3 Kunerad však nevystupujú lunzské vrstvy, ale grestenské vrstvy a lokalita nie je súčasťou krížňanskej jednotky, ale patrí k tatriku. Preto údaje o smere paleoprúdu z tejto lokality neboli použité pri rekonštrukcii depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu. Smer na SV je veľmi odlišný oproti smerom vyskytujúcim sa v celom zvyšnom priestore delty a je ťažko interpretovateľný. Marschalka a Pulca (1967) a Marschalka (1978) to viedlo k hypotetickému intrageosynklinálnemu umiestneniu zdrojovej oblasti lunzských vrstiev medzi tieto priestory s odlišnými smermi paleoprúdov. Narazili však na problémy, kvôli ktorým toto umiestnenie zdroja nie je akceptovateľné. Predpokladalo by transport materiálu na krátku vzdialenosť, pri ktorom by triedenie a mineralogická zrelosť materiálu mali byť nedokonalejšie oproti skutočnosti a predpokladalo by aj výskyt proximálnych zlepencových fácií. Tie sa však vôbec nezistili. Nezistili sa ani žiadne iné dôkazy o tomto umiestnení zdroja[19]. Údaje získané na lokalitách 1, 2 a 4 je preto potrebné znovu posúdiť v teréne. Treba zvážiť, či aj na týchto lokalitách nemohli byť lunzské vrstvy (lunzský pieskovec) zamenené s grestenskými vrstvami, ako sa to stalo na lokalite č. 3 Kunerad. K tejto úvahe nabáda najmä úplná zhoda paleosmerov v krížňanskom príkrove a na lokalite Kunerad. Treba zvážiť aj informáciu Grottenthalera (1972, s. 7) týkajúcu sa úsekov susediacich so Severnými Vápencovými Alpami na západe. Uvádza, *„... že klastický materiál je zásadne nasypaný zo severu, že ale potom prúdeniami paralelnými s panvami bol transportovaný zo západu na východ"*. Tento smer je pomerne blízky smeru v krížňanskej tektonickej jednotke.

Smer na J – JJV zistili na lokalitách č. 5, 6 a 7 v najjužnejšej časti krížňanskej jednotky v sérii Veľkého boku (teraz vo vývoji Veľkého boku severného veporika). Temer identický smer, t. j. smer na J – JV, zistili v chočskej tektonickej jednotke (v hroniku). Z toho smer na J zistili na lokalite č. 9 (v bazéne Dobrej Vody) a na lokalitách č. 14, 15a, 16, 20, 22 a 23 (v bazéne Bieleho Váhu, prevažne pri jeho juhovýchodnom okraji). Smer na JV zistili na lokalitách 9 a 10 (v bazéne Dobrej Vody), na lokalite 8 (na mojtínsko-harmaneckej platforme) a na lokalitách č. 13, 17, 18 a 22 (v bazéne Bieleho Váhu, prevažne v jeho južnej časti). Smer na J – JV sa teda vyskytuje temer v celom priestore hronika. Tento smer je charakteristický pre plytkovodné-plošinové oblasti hronika, ale vyskytuje sa aj na niektorých lokalitách v bazénových priestoroch hronika. Na týchto lokalitách nachádzajúcich sa v bazénových priestoroch hronika sa zároveň vyskytuje aj smer na JJZ – JZ, ktorý je charakteristický pre bazénové priestory hronika (pozri ďalej). Predpokladáme, že plytkovodné-plošinové smery sa tu vyskytujú vo vrchných častiach vrstvového sledu lunzského pieskovca, ktorý sa usadil, keď už bol bazén zaplnený a materiál prenikajúci na plošinu kopíroval jej paleosvah. Na lokalite Podtureň-lom sa zistili sedimentárne štruktúry typické pre plytkovodné prostredie (Pivko, 2007)[20]. Vzhľadom na to, že nie je známa pozícia jednotlivých meraní

[19] Vzhľadom na tieto problémy poskytol Marschalko (1978) aj alternatívne umiestnenie zdroja. Vychádzalo z toho, že *„... predpokladaná rotácia chočskej jednotky v čelnej časti bola vyššia, ako uvádzajú paleomagnetické štúdiá J. Kotáska a M. Krsa na juhu a sedimentárnu výplň zaobstarávali hlavne longitudinálne prúdy v osovej časti, prichádzajúce zo vzdialenejších alpských zdrojov. Toto vysvetlenie je viac pravdepodobné, lebo vo východoalpských vrstvách lunzu sa nedávno dokázali... bočné – laterálne – toky, stočené do osi a pokračujúce v nej na východ"*. Toto alternatívne vysvetlenie vychádzalo aj z potreby vysvetliť chýbajúce proximálne zlepencové fácie.

[20] Už v 90. rokoch 20. storočia na to pri návšteve odkryvu upozornil prof. Faupl. Ide o *„... pahorkovité krížové zvrstvenie (hummocky cross-stratification)"*. Na plytkovodnosť prostredia podľa Pivka (2007) poukazuje *„... prítomnosť tempestitov, šošovkovitého a šmuhovitého (flaser, miazdrovitého) zvrstvenia, vlnové čeriny a šmuhy s uhoľným detritom"*, na základe toho, že *„... chýba veľké šikmé zvrstvenie, bahenné praskliny a zreteľné bioturbácie... veľmi dynamické alebo veľmi plytkomorské prostredia, ako sú pláže, kanály, bary, delty a prílivové plošiny"* vylučuje. Za pravdepodobné prostredie sedimentácie považuje *„... epikontinentálny šelf s nízko energetickými podmienkami – pod zónou vlnenia, periodicky s vyššie energetickými podmienkami – búrky a možno jarné prívaly, ktoré vymývali silt a piesok z blízkych pieskových barov"*. Na základe *„... hrubnutia pieskovcových lavíc dohora a potom ich stenčovania..."* uvažuje, že *„... pravdepodobne ide o približovanie pieskového baru čiže zmenšenie hĺbky (objavenie sa vlnových čerín) a nasledujúce zväčšenie hĺbky možno ako výsledok stúpania morskej hladiny"*.

Marschalka a Pulca (1967) vo vrstvovom slede lunzského pieskovca (s výnimkou lokality Podtureň-lom) a nie je známy ani detailný režim subsidencie bazénových priestorov, je potrebné pripustiť, že situácia so zaplnením bazénov sa mohla opakovať, a tak sa plytkovodný-plošinový smer mohol vyskytovať aj opakovane (nielen v najvyšších častiach lunzských vrstiev – lunzského pieskovca). Momentálne však nie sú známe žiadne fakty podporujúce tento predpoklad. Na základe zhody smerov paleoprúdov v hroniku a v severnom veporiku možno usudzovať, že tieto priestory počas julu až tuvalu mali oproti zdroju materiálu zhruba rovnakú orientáciu.

Smer na JJZ – JZ zistili v chočskej tektonickej jednotke (v hroniku) na lokalitách č. 11, 14, 15, 15a, 18, 19, 20, 21 a 23 (v bazéne Bieleho Váhu), na lokalite č. 12 (v štureckej faciálnej oblasti susediacej s bazénom Bieleho Váhu, v karne vlastne súčasti bazénu Bieleho Váhu) a na lokalitách č. 9 a 10 (v bazéne Dobrej Vody). Vyskytuje sa teda len v bazénových častiach hronika (zdokumentovaný bol najmä v bazéne Bieleho Váhu). Je to smer zhodný s pozdĺžnou osou bazénov, smer pozdĺžneho zapĺňania bazénov. Ak sa v bazénových častiach hronika na jednej lokalite vyskytujú oba smery (pozdĺžny „bazénový" i priečny „plytkovodný-plošinový"), možno súhlasiť s vyjadrením Marschalka a Pulca (1967), že bol *„Bazén naplnený najskôr... pozdĺžne a neskôr aj laterálne"*. Tento trend v zmene smeru prúdu od podložia k nadloží zdokumentovali na lokalite Podtureň-lom. Zmenu smeru o 80° na tejto lokalite od podložia k nadloží potvrdil aj Marschalko (1978).

Záverom možno súhlasiť s Marschalkom a Pulcom (1967) a s Marschalkom (1978), že smer na J – JJV a na J – JV je smerom paleosvahu celého priestoru, s výnimkou krížňanského príkrovu (fatrika). Smer na JJZ – JZ je smerom sklonu dna bazénov a smerom pozdĺžnej osi bazénov hronika. Do tohto smeru sa paleoprúdy stáčali po vstupe do bazénov.

Poznámky k biostratigrafickým údajom

Biostratigrafický výskum v sedimentoch reingrabenského a lunzského eventu centrálnych Západných Karpát sa realizoval len príležitostne. Spočiatku išlo viac-menej o náhodné nálezy makrofosílií. Ich prvé nálezy urobil Stur (1868) na Pohroní. Cieľavedomejší výskum najmä na Pohroní a Liptove vykonal Pulec (1959, 1965). Na mnohých lokalitách zozbieral bohatú kolekciu makrofosílií. Na jej spracovaní konzultatívne spolupracoval s Kochanovou, Pevným, Kolárovou-Andrusovovou a Sitárom. Andrusovová-Kollárová (1960) súbežne spracovala časť fosílií z jeho zberov. Sprvu získané makrofosílie (s výnimkou *Equisetites arenaceus* Schenk) pochádzajú z hronika, z bazénu Bieleho Váhu. Neskôr boli makrofosílie získané aj z bazénu Dobrej Vody, a to z hlbokých vrtov (LNV-3, LNV-7, Š-10) z podložia Viedenskej panvy (Kochanová in Kullmanová et al., 1969; Kochanová a Kollárová-Andrusovová in Biely et al., 1973), z vrtu Dobrá Voda DV-1 (Kochanová in Michalík et al., 1992) situovaného v Brezovských Karpatoch, z Hradišťa pod Vrátnom (Kochanová in Kochanová et al., 1976) v Brezovských Karpatoch a zo Šípkova (Kochanová a Pevný in Maheľ, 1985) v Strážovských vrchoch. V priestore fatrika sa makrofosílie našli pri Banskej Bystrici (Stur, 1868), v okolí Ružbách (Kullmanová a Nemčok, 1985) v ružbašskom „ostrove" a na lokalite Tržinovo (Kozur a Mock, 1993; Sýkora et al., 2011) v Malej Fatre. Postupne sa záujem preorientoval do výskumu mikrofosílií. Z nich boli získané najmä sporomorfy (Čorná, 1969; Snopková in Kullmanová et al., 1969; Planderová, 1972, 1980, 1983, 1986, 1988; Planderová in Biely et al., 1973; Planderová a Polák, 1976; Snopková, 1973, 1982, 1984, 1988; Snopková in Kochanová et al., 1976; Snopková a Planderová in Kysela et al., 1982a, b, 1983; Snopková in Kysela et al., 1984; Kysela a Bujnovský, 1984; Planderová a Snopková, 1988; Snopková in Samuel et al., 1989, 1991; Snopková in Bujnovský et al., 1992; Planderová in Michalík et al., 1992; Hlôšková in Bujnovský et al., 1995; Hlôšková in Havrila et al., 1995), ale aj dierkavce (Pulec, 1959; Salaj a Jendrejáková, 1967; Salaj, 1968[21], 1969, 1978[22]; Salaj et al., 1983; Salaj in Maheľ, 1985, s. 92; Kullmanová a Nemčok, 1985; Samuel in Havrila et al., 1988; Samuel, 1991; Jendrejáková in Michalík et al., 1992; Boorová in Havrila a Boorová, 2002).

Výskyt makrofauny – lastúrnikov, hlavonožcov, ramenonožcov

Výskyt v reingrabenských bridliciach

Prvé informácie o fosíliách vystupujúcich v sedimentoch reingrabenského a lunzského eventu centrálnych Západných Karpát sú obsiahnuté v samotných názvoch litostratigrafických jednotiek. Stur (in Hauer, 1866, s. 127) tieto sedimenty uviedol pod názvom *Lunzer Sandsteine (Lettenkohle) mit Halobia Haueri* a následne (Stur, 1867, s. 265) z Pohronia uviedol *Schiefern mit Halobia Haueri*. Vzápätí (Stur, 1868, s. 362) informoval, že *„... na Pohroní... nad lastúrnatým vápencom... nasleduje... viac-menej mocná uloženina tmavých alebo čiernych ílovitých alebo piesčitých vrstiev... severne od Nemeckej[23] a severne od Dubovej[24], v horninách tohto horizontu, vyvinutých ako reingrabenské bridlice, sú časté skameneliny: Halobia Haueri* Stur, *Leda elliptica* Goldf. sp., *Leda sulcellata* Wissm." a že *„... v doline Bystrá na svahu pri moste našiel Cassianella grypheata* Münster *"*.

Pulec (1959, 1965) systematicky skúmal množstvo lokalít lunzských vrstiev v *„chočskom príkrove"*: v Nízkych Tatrách (Liptovký Hrádok – východný koniec obce, Brtkovica a Homôľka južne od Liptovského Hrádku, v okolí Liptovského Jána, v Michalovskom potoku, južne

[21] Túto manuskriptovú prácu cituje Maheľ (in Maheľ et al., 1985, s. 92), v zozname literatúry ju však neuvádza, nám sa ju nepodarilo získať a teda ani zistiť jej názov, preto ju v zozname literatúry neuvádzame.

[22] Túto manuskriptovú prácu Salaja (1978) sa nám nepodarilo získať.

[23] v záreze cesty 100 m severne od Nemeckej

[24] a západne od Ráztoky

od Čuženice, v Iľanovskej doline, pri Svaríne na oboch stranách Čierneho Váhu, medzi Patočnicou a Liptovskou Lúžnou, v okolí Ráztoky – sz. od obce Nemecká, medzi Predajnou a Jasením – lokalita Kalvária severne od obce Predajná, medzi Priechodom a Balážmi – lokalita Brvnište a lokalita severne od obce Priechod), vo Veľkej Fatre (pri Šturci), v Prosečnom (v Suchom potoku) a v Strážovskej hornatine (východne od Šípkova). Na lokalite Brvnište (medzi Priechodom a Balážmi v zároze cesty asi 150 m nad horárňou Stará píla) našiel: *Halobia rugosa* Gümbel, *H.* cf. *miesenbachensis* Kittl, *Carnites floridus* (Wulfen), *Cuculaea* sp., *Chlamys* cf. *tubulifer* (Münst.) a *Ch*. cf. *balatonica* (Bittner); na lokalite Priechod (zárez cesty 50 m severne od Priechodu): *Halobia* cf. *miesenbachensis* Kittl; na lokalite Ráztoka (zárez poľnej cesty): *Leda deffneri* Oppel, *Cuculaea* sp., *Entolium discites* (Schlotheim), *Lima* sp., *Halobia rugosa* Gümbel, *H.* cf. *miesenbachensis* Kittl, *Posidonia* sp., *Gervilleia* cf. *musculosa* (Stoppani), *Myophoriopsis rosthorni* (Boué) a *Pleurotomaria* sp.; na lokalite Kalvária (medzi Predajnou a Jasením vo výkope pri vodojeme): *Halobia rugosa* Gümbel a *H.* cf. *miesenbachensis* Kittl; v Liptovskom Hrádku (v zároze cesty do Popradu): *Halobia rugosa* Gümbel; na lokalite Záhorie (južne od Liptovskej Poruby v zároze poľnej cesty 1 km sv. od Bukovice): *Daonella* sp., *Halobia rugosa* Gümbel a *H.* cf. *miesenbachensis* Kittl; na lokalite Homôľka (južne od Liptovského Hrádku v zároze potoka smerom na Záhorie): *Halobia rugosa* Gümbel a *H.* cf. *miesenbachensis* Kittl. Upozornil na to, že fosílie sa vyskytujú najmä tesne nad stykom lunzských sedimentov s prechodnými vrstvami (prechod medzi reiflinskými vápencami a lunzskými vrstvami), a to v ílovcoch (s výnimkou nálezu *Equisetites arenaceus* Schenk v pieskovcoch). Fosílie sa teda vyskytujú v spodnej časti reingrabenských bridlíc. Andrusovová-Kollárová (1960) z reingrabenských bridlíc zo zberov M. Pulca z lokality Brvnište určila *Carnites floridus* (Wulfen) a z lokality Svarín *Halobia rugosa* Gümbel a *Carnites floridus* (Wulfen). Polohu výskytu fosílií vo vrstvovom slede na lokalite Svarín-lom znázornila Kollárová-Andrusovová (in Bystrický et al., 1973, s. 94, obr. 15, profil c) v spodnej časti litofácie č. 9, ktorú opísala ako *„... tmavé, sivo-hnedé ílovité bridlice s polohami tenkých jemnozrnných pieskovcov vo vyššej časti“.* Polohu fosílií vyznačila celkom na báze litofácie, polohy pieskovcov znázornila až nad nimi. Bridlice zaradila k lunzským vrstvám. Z litologického charakteru a pozície vo vrstvovom slede je zrejmé, že sú to reingrabenské bridlice.

Makrofauna v lunzských vrstvách „chočského príkrovu“ sa zistila aj v okolí Šípkova v Strážovských vrchoch. Kochanová (1968, s. 4 – 5) uviedla, že sa našla *„... v sivých vápencoch vystupujúcich v lunzských vrstvách“*, Pevný (1975, s. 14) uviedol, že sa našla *„... v súvrství lunzských vrstiev vo vývoji tzv. šipkovských vrstiev, tvorenom slienitými bridlicami s polohami pieskovcov a piesčitých vápencov“,* resp., *„... v polohe lumachel uprostred šipkovských slieňov“.* Na pôvodných etiketách M. Maheľa pochádzajúcich z rokov 1966 a 1967 sprevádzajúcich nájdenú makrofaunu sú tieto vápence charakterizované ako *„lumachelové vápence“*. Kus horniny priložený k fosíliám uloženým v zbierkach ŠGÚDŠ v Bratislave však nezodpovedá tomuto opisu. Možno ho opísať ako tmavohnedosivý, do hrdzava zvetrávajúci vápenec s detritom krinoideí, až krinoidový vápenec obsahujúci makrofaunu. Z toho nie je jasné, či sa polohy vápencov vyskytujú v reingrabenských bridliciach alebo v bridliciach tvoriacich súčasť lunzského pieskovca. Na základe vyjadrenia Pevného (1975, s. 14) možno predpokladať, že sa vyskytujú pravdepodobne v reingrabenských bridliciach. Pravdepodobne preto, lebo jeho informácia nehovorí o vzájomnej polohe vápencov a pieskovcov. Prvý údaj o lokalite Šípkov pochádza od Stura (1860). Informoval, že tam vystupujú šípkovské bridlice (v súčasnosti sa považujú za lunzské vrstvy). Charakterizoval ich ako čierne bridlice. Táto charakteristika naznačuje, že by mohlo ísť o reingrabenské bridlice. Na definitívne zaradenie bridlíc je však príliš stručná. Andrusov (1933) po stotožnení lunzského pieskovca, reingrabenských bridlíc a šípkovského slieňa vykonanom Kettnerom a Koutkom (1927) na základe výskumov na Liptove poukázal na to, že *„Definitivne nemohla však býti otázka šipkovských vrstev... dosud řešena, poněvadž nebyli jsme přesně informováni o povaze šipkovských vrstev na původní lokalitě... letošního roku jsem zjistil, že... jedná se tu o tmavošedé až černé ílovité bridlice... s vložkami šedozelených křemitých pískovců“.* Konštatoval, že šípkovské vrstvy vystupujúce pri Šípkove sú litologicky totožné s lunzskými vrstvami vystupujúcimi v Nízkych Tatrách, vo Veľkej Fatre a v rakúskych Východných Alpách. Vzhľadom na to, že sa nevyjadril o množstve vložiek pieskovcov ani o ich pozícii v slede, na základe jeho informácie sa nemožno rozhodnúť, či bridlice patria k reingrabenským bridliciam alebo k bridliciam lunzského pieskovca. M. Havrila pri prehliadke okolia Šípkova uskutočnenej v roku 2001 zistil, že: spodnú časť lunzských vrstiev tvoria ílovce reingrabenských bridlíc, v ich spodnej časti vystupujú tenké vrstvy čiernosivých detritických vápencov (d. b. č. 283/2001 – lesná cesta sv. od Šípkova)[25]; vrstvy pieskovcov pristupujú až vo vyššej časti lunzských vrstiev, až nad vrstvami vápencov; jednotlivé vrstvy vápencov tvorí detrit s rôznou zrnitosťou; v hrubozrnnejších vrstvách sú zvyšky makrofauny (úlomky ľalioviek, schránky ramenonožcov a lastúrnikov); jemnozrnnejšie vrstvy

[25] Podmienečne ich možno prirovnať k *Wandau-Kalku* vystupujúcemu v Alpách, ktorý podľa Bystrického (in Andrusov a Samuel, 1985) prekladu práce Stura (1871, s. 245 – 246) reprezentujú *„čierne húževnaté vápence striedajúce sa miestami s reingrabenskými bridlicami a pieskovcom prípadne s krinoidovými vápencami. Tieto vrstvy obsahujú Ammonites floridus* Wulf., *Halobia haueri* Stur, *Spiriferina gregaria* Süss, *Terebratula indistincta* Beyr, *Encrinus granulosus* Münst., E. *cassianus* Laube, *Cidaris dorsata* Braun a C. *braunii* Des.“ Stur (1871) v skutočnosti uviedol ešte bohatší zoznam fosílií, no zvlášť uviedol zoznam fosílií z *Wandau-Kalku* (čierneho vápenca) a zvlášť z krinoidového vápenca sprevádzajúceho reingrabenské bridlice. *Terebratula indistincta* Beyr, *Encrinus cassianus* Laube, *Cidaris dorsata* Braun a C. *braunii* Des. uviedol z krinoidového vápenca. Údaj Šťastného (1928, s. 197), že *„... černé, celistvé vápence tvoří vložku v hrádeckých vrstvách...“* svedčí o tom, že tieto vápence vystupujú aj v Západných Karpatoch západne od Ráztoky a na sv. svahu Hradišťa. Vzhľadom na to, že hrádocké vrstvy charakterizoval ako *„... černé neb tmavě hnědé jílovité břidlice... obsahující vložky... pískovců...“* a pritom neuviedol, v ktorej časti hrádockých vrstiev vložka vystupuje, možno sa len domnievať, že vložka vápencov aj na týchto lokalitách vystupuje v reingrabenských bridliciach. Poloha slienitých vápencov v lunzských vstvách bola opísaná aj z podložia Viedenskej panvy z vrtu Šaštín-10 (Salaj et al., 1983).

pripomínajúce korytnické vápence sa vyznačujú paralelnou laminációu. Okrem toho zistil, že juhovýchodne od Šípkova (d. b. č. 287/2001) lunzské vrstvy spočívajú na korytnických vápencoch[26] a v ich podloží vystupujú smerom do podložia göstlinské, partnašské a reiflinské vápence. Na základe toho usúdil, že spodnú časť súvrstvia, pôvodne označeného ako šípkovské bridlice, tvoria reingrabenské bridlice s polohami detritických vápencov[27] a jeho vyššia časť, t. j. ílovce s polohami kremitých pieskovcov a so šošovkami uhlia (Pulec, 1959, s. 73; Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 153) patrí k lunzskému pieskovcu. Zo spomenutých polôh vápencov určili Kochanová (1967, s. 10 – 11; 1968, s. 4 – 5; 1971, s. 28) a Pevný (1968, s. 3 – 4; 1971, s. 14; 1975, s. 13) nasledujúce lastúrniky a ramenonožce preukazujúce karn: *Halobia rugosa* Gümbel, *Cardita* cf. *guembeli* Pichler, *Sisenna turbinata* Hoernes, *Spiriferina gregaria* Suess a *Cruratula damesi* (Bittner). Zoznam týchto fosílií pochádzajúcich z lokalít v okolí Šípkova zverejnil Maheľ (1985, s. 92).

Kochanová (in Kochanová et al., 1976) identifikovala *Halobia rugosa* Gümbel aj z lunzských vrstiev vystupujúcich pri Hradišti pod Vrátnom v Brezovských Karpatoch. Na základe informácií, že *„... sú Halobie... viazané na tmavé ílovité alebo ílovité, slabo aleuritické bridlice“* a že, *„... v profile... sú ílovité bridlice prevažujúcou zložkou“*, sa možno domnievať, že fosílie sú aj tu uložené v reingrabenských bridliciach.

Makrofauna z lunzských vrstiev bola získaná aj z *„chočského príkrovu“* zastihnutého hlbokými vrtmi (LNV-3, LNV-7, Š-10) v podloží Viedenskej panvy a vrtom Dobrá Voda DV-1 situovaným v Brezovských Karpatoch. Kochanová (in Kullmanová et al., 1969, s. 54) z lunzských vrstiev z vrtu Lakšárska Nová Ves-3 z hĺbky 1 115 – 1 117 m a 1 278 – 1 281 m identifikovala *Halobia rugosa* Gümbel. Na základe informácie, že *„... v hĺbke 985 – 1310 m prevládajú tmavé ílovité bridlice...“* (podrobnejšie litologické informácie nie sú k dispozícii), možno predpokladať, že fosílie pravdepodobne pochádzajú z reingrabenských bridlíc. Biely (in Biely et al., 1973) uviedol, že v lunzských vrstvách zastihnutých vrtom Lakšárska Nová Ves-7 v hĺbke 4 179 – 4 181 m, t. j. v spodnejšej časti lunzských vrstiev, boli zistené *Halobia miesenbachensis* Kitll (určila Kochanová) a *Carnites floridus* (Wulfen) (určila Kollárová-Andrusovová). *Halobia miesenbachensis* Kitll sa zistila aj v ďalších horizontoch v hĺbkovom rozpätí 2 580 – 4 284 m. V profile vrtu zostavenom Kullmanovou (in Biely et al., 1973) v tomto rozpätí sú znázornené ílovité bridlice (podrobnejšie litologické informácie nie sú k dispozícii). Možno predpokladať, že sú to reingrabenské bridlice. V *„tmavosivých ílovitých rozpadavých bridliciach“* zastihnutých vrtom Šaštín-10 v hĺbke 2 232 – 2 237 m identifikovala Kochanová (in Kullmanová et al., 1969) *Halobia* ex gr. *rugosa* Gümbel. Na základe litologického charakteru sa možno domnievať, že ide o reingrabenské bridlice. Michalík et al. (1992) zo spodnej časti lunzských vrstiev zastihutých vrtom Dobrá Voda DV-1 v hĺbkovom intervale 432 – 537 m, ktorú nazvali *„bridlice s halobiami“*, resp. *„halobiové bridlice“*, opísali polohy lumachel tenkostenných lastúrnikov rodu *Halobia*. Podľa pozície bridlíc vo vrstvovom slede a podľa výskytu halobií v nich by mali bridlice zodpovedať reingrabenským bridliciam. Prekvapujúca je však ich informácia na s. 37, že *„... podiel pieskovcov a siltovcov oproti bridliciam... je približne 1 : 1“,* čo je však v rozpore s informáciou na s. 112, ktorá hovorí o *„prevahe ílovcov“*. To je *„argumentom skôr pre koreláciu tejto sekvencie s reingrabenským súvrstvím Východných Álp“*. Kochanová z polôh lumachel identifikovala *Halobia rugosa* Gümbel, *Halobia* ex. gr. *superba* Mojsisovics a *?Carnites* sp.

Všetka uvedená morská pelagická makrofauna[28] sa nachádza len v sedimentačnom priestore reingrabenských bridlíc. Lokality, ktoré študovali Stur (1868) a Pulec (1959, 1965), sú sústredené v bielovážskom bazéne hronika. Lokality Šípkov, Hradište pod Vrátnom a vrty Lakšárska Nová Ves-3, Lakšárska Nová Ves-7, Šaštín-10 a Dobrá Voda DV-1 ležia v bazéne Dobrej Vody. Všetky lokality teda ležia v priestoroch s hlbokovodnejším vývojom. V priestoroch karbonátových plošín sa táto pelagická makrofauna nezistila a nevyskytujú sa tam teda ani reingrabenské bridlice. V bazénových priestoroch nad reingrabenskými bridlicami ležia horniny lunzského pieskovca (striedajúce sa kremité pieskovce a ílovce), ktorý nesúvisle pokrýva aj plytkovodné priestory karbonátových plošín hronika. Z hornín lunzského pieskovca v Západných Karpatoch nie je známa morská makrofauna. Aj v Severných Vápencových Alpách je hlavný pieskovec veľmi chudobný na skameneliny. Obsahuje len zriedkavo sa vyskytujúce schránky lastúrnikov, najmä však rastlinné zvyšky (Tollman, 1976, s. 147). Ílovce lunzského pieskova nemožno stotožňovať s reingrabenskými bridlicami. V období sedimentácie reingrabenských bridlíc pretrvávalo batymetrické rozčlenenie sedimentačného priestoru zachovaného v tektonickej jednotke hronika založené v pelsóne.

Neskúmalo sa, či makrofauna vyskytujúca sa v bazéne Bieleho Váhu spočíva v reingrabenských bridliciach primárne alebo sekundárne. Vzhľadom na to, že makrofauna nájdená v bazéne Dobrej Vody v okolí Šípkova spočíva vo vrstvách kalkarenitov (nesúcich znaky sedimentov usadených z gravitačných prúdov) vystupujúcich v reingrabenských bridliciach, predpokladá sa, že bola do bazénu sporadicky splachovaná (transportovaná) z okraja priľahlej mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny[29].

[26] Pravdepodobne ich poznal už Maheľ (in Maheľ et al., 1962), ktorý udáva, že *„... na báze lunzských vrstiev (Šipkov, Ilava) sa častejšie nachádzajú tenkolavicovité až bridličnaté slienité vápence“*.

[27] Tieto polohy vápencov sú „prstovitým“ laterálnym prepojením karbonátovej plošiny a panvy.

[28] Marschalko a Pulec (1967) uvádzajú, že podľa ústnej informácie Seneša *„... je táto asociácia typická pre hlbšie časti neritického až plytkého bathyalu, ktorá žila v mori normálnej slanosti“*.

[29] V Severných Vápencových Alpách v krinoidových vápencoch sprevádzajúcich wandauské vápence porovnateľné s vápencami vystupujúcimi v okolí Šípkova sa našla fauna, ktorej súčasťou sú aj *Cidaris dorsata* Braun a *C. braunii* Des. Tieto fosílie sa v centrálnych Západných Karpatoch našli v korytnických vápencoch v Liptovskej Osade ležiacich v bezprostrednom nadloží tmavých wettersteinských vápencov rifovej fácie (podľa J. Havrilu, 2017, vápencov Liptovskej Osady) sedimentujúcich na poklesnutých kryhách v susedstve okraja karbonátovej plošiny. Táto skutočnosť, ako aj litologická zhoda vápencových polôh vystupujúcich v reingrabenských bridliciach pri Šípkove s korytnickými vápencami indikuje, že vápencové polohy podmienečne prirovnané k *Wandau-Kalku* sú prstovitým zasahovaním korytnického vápenca smerom od karbonátovej plošiny do bazénu.

Možno preto tvrdiť, že existencia a tvorba tejto karbonátovej plošiny pretrvávala aj počas julu. Podľa spektra fauny možno zároveň sčasti rekonštruovať charakter jej okraja, ktorý v čase sedimentácie reingrabenských bridlíc ešte nebol nimi prekrytý.

Výskyt v tržinovskom súvrství

Sýkora et al. (2011) v karne fatrika v Malej Fatre pod názvom *tržinovské súvrstvie* vyčlenili litostratigrafickú jednotku pozostávajúcu zo siliciklastík (ílovcov) striedajúcich sa s dolomitmi. Predpokladali, že v sedimentačnom priestore laterálne nahrádzala lunzské vrstvy. Striedanie ílovcov a dolomitov v karne fatrika opísali už Kullmanová a Nemčok (1985) z okolia Ružbách. Tržinovo a okolie Ružbách sú jedinými známymi miestami v priestore fatrika, kde karn je tvorený touto litofáciou. Vystupovanie tržinovského súvrstvia je podľa toho vo fatriku lokálnym javom. Okrem týchto dvoch lokalít na celom priestore fatrika karn zastupujú málo hrubé lunzské vrstvy (striedanie ílovcov a pieskovcov, bez dolomitov). Striedanie ílovcov a dolomitov v karne opísali aj Planderová a Polák (1976), ale v priestore tatrika (v Došnej doline vo Veľkej Fatre), a to pri vyčlenení *došnianskych vrstiev*. V tatriku je tento jav dlhodobo známy z viacerých pohorí (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 119, 133, 181, 197, 239, 262), pritom klasické lunzské vrstvy (striedanie pieskovcov a ílovcov) v tatriku nevystupujú[30]. Kullmanová a Nemčok (1985) v ílovcoch dolomitovo-ílovcového vývoja našli lastúrnika *Costatoria (Costatoria)* cf. *goldfusi* (Alberti). Z lokality Tržinovo z najspodnejšej vrstvy tržinovského súvrstvia tvorenej ílovcami Sýkora et al. (2011) opísali infaunálne lingulidné ramenonožce *Lingularia* ex gr. *tenuissima* (Bronn) a spinicaudátne kôrovce-conchostraky *Euestheria minuta* (von Zieten), ktoré zaznamenali aj Kozur a Mock (1993). Táto fauna poskytuje dôkaz o zníženej salinite sedimentačného prostredia tržinovského súvrstvia, spôsobenej sladkovodným prílivom z kontinentu a vlhkým podnebím. Dolomitovo-ílovcový vývoj došnianskych vrstiev a tržinovského súvrstvia a brakický vývoj tržinovského súrstvia dokumentujú plytkovodnosť šelfu, na ktorom sa sedimentačné priestory tatrika a fatrika rozprestierali počas karnu. Tržinovské súvrstvie a tiež došnianske vrstvy litologicky čiastočne pripomínajú raiblerské vrstvy vystupujúce v Alpách (pozri napr. Tollmann, 1976).

Výskyt mikrofauny – dierkavcov

Výskyt v reingrabenských bridliciach

Prvá informácia o výskyte dierkavcov v lunzských vrstvách pochádza od Pulca (1959). Pozoroval ich vo výbrusoch z reingrabenských bridlíc *„chočského príkrovu“* (z bazénu Bieleho Váhu hronika) z lokalít Ráztoka a Priechod. Vyobrazil *Ophtalmidium* sp., *Amodiscus sp.* a prierez *rotáliovým* a *textuláriovým typom schránky*.

Výskyt druhu *Duostomina alta* Kristan-Tollmann zaznamenali Salaj a Jendrejáková (1967) v spodnej časti lunzských vrstiev *„chočského príkrovu“* (z bazénu Bieleho Váhu hronika) vystupujúcich v najvyššom lome v Turíku (presná lokalizácia odberu horniny nie je známa) v pohorí Prosečné. Konkrétnu litofáciu neuviedli, v tejto pozícii však v Turíku vystupujú vápnité ílovce, pozične zodpovedajúce reingrabenským bridliciam. Výskyt *Duostomina alta* Kristan-Tollmann a *D. biconvexa* Kristan-Tollmann z lunzských vrstiev[31] *„chočského príkrovu“* (z bazénu Bieleho Váhu hronika) z lokality Liptovský Hrádok (zárez cesty) uviedol Samuel (1991). Aj táto lokalita sa nachádza v priestore bazénu Bieleho Váhu. Na základe ojedinelého a bohatého spoločenstva dierkavcov získaného Havrilom (in Havrila et al., 1988, vzorka č. 573) z vápnitých ílovcov pozične zodpovedajúcich reingrabenským bridliciam z lokality Turík (najvyšší lom) nadviazal na uvedený výskum tejto lokality Samuel (in Havrila et al., 1988) a Samuel (1991). Z uvedeného materiálu určil: *Rhizammina* sp., *Hyperammina eulimbata* Kristan-Tollmann, *H. stabilis* Kristan-Tollmann, ?*Ammodiscus* sp., *A. annulonoides* Kristan-Tollmann, *„Turitellella“ mesotriasica* Koehn-Zaninetti, *Tetrataxis* sp., *Nodosinella rostrata* Trifonova, *Ophthalmidium tori* Zaninetti *et* Broennimann, *O. triadicum* (Kristan), *O.* cf. *exiguum* Koehn-Zaninetti, *O. tricki* (Langer), *Paleomiliolina* sp., *Spiroloculina praecursor* Oberhauser, *Sigmoilina triadica* Kristan, *Pachyphloides dracosimilis* (Oberhauser), *P. infirmis* (Oberhauser), *P. reingrabensis* Samuel., *P. oberhauseri* Sellier de Civrieux et Dessauvagie, *P.* ex gr. *oberhauseri* Sellier de Civrieux et Dessauvagie, *„Variostoma“* (= *Pachyphloides*) *falcata* (Kristan-Tollmann), *Dentalina crenata* Schwager, *D. paucicurvata* Franke, *D. pseudomonile* Terquem, *Nodosaria levifracta* Kristan-Tollmann, *N.* aff. *subprimitiva* Gerke, *N.* ex gr. *nitidana* Brand, *N. zlambachensis* Kristan-Tollmann, *Pseudonodosaria vulgata multicamerata* (Kristan-Tollmann), *P. pseudovulgata* Samuel., *P. obconica* (Reuss), *P. polyarthra* (Kristan-Tollmann), *P. semisphaerica* (Kristan-Tollmann), *P. sphaerocephata* (Kristan-Tollmann), *Lingulina* sp. (cf. *L. essayana* Deecke), *Marginulina* sp. (cf. *M. erromena* Loeblich *et* Tappan), *M. erromena turika* Samuel, *M. erromena erromena* Loeblich *et* Tappan, *Lenticulina* sp. (cf. *L. varians varians* Bornemann), *L. (L.) matutina* (d´Orbigny), *L. (L.)* ex gr. *nauptiloides* (Bornemann), *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *D. biconvexa* Kristan-Tollmann, *Ammoverterella bulbosa* Gutschik et Treckman, *Lunucammina postcarbonica* Spandel a *Jaculella dentaliniformis* Hohenegger et Lein[32]. Pozícia odberu vykonaného Salajom a Jendrejákovou (1967)

[30] Jedinú výnimku zaznamenal Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 280). Uviedol, že vo vývoji Konského grúňa vystupujú *„... šedé dolomity s několika tenkými polohami černých jílovitých břidlic, doprovázených ojediněle pískovci (lunzské vrstvy)“*.

[31] Keďže nespresnil litofáciu ani presné miesto odberu, nemožno rozhodnúť, či foraminifery vystupujú v reigrabenských bridliciach alebo v lunzskom pieskovci.

[32] K tomuto zoznamu fauny poznamenal: *„Pre úplnosť uvádzame zloženie asociácie z reingrabenských vrstiev vrátane prechodnej polohy medzi reingrabenskými a lunzskými vrstvami, ktorá má ešte väčšiu afinitu k reingrabenským ako k lunzským vrstvám.“* Zmysel tejto poznámky nie je celkom jasný, keďže podľa zverejnených informácií celý zoznam fauny pochádza z jedinej vzorky, a to vzorky č. 573 odobranej M. Havrilom. Jediným jej logickým vysvetlením by mohlo byť, že do zoznamu druhov pravdepodobne zahrnul aj spoločenstvo získané zo vzorky č. 572, ktorú odobral Havrila (in Havrila et al., 1988) z hranice medzi korytnickými vápencami a reingrabenskými bridlicami.

oproti pozícii vzoriek č. 572 a 573 odobraných Havrilom (in Havrila et al., 1988) nie je presne známa. Najnovší údaj o výskyte dierkavcov v reingrabenských bridliciach hronika pochádza od Havrilu a Boorovej (2002) z lokality Liptovské Matiašovce (z bazénu Bieleho Váhu hronika). Z bázy tejto litofácie uviedli výskyt *Hyperammina eulimbata* Kristan-Tollmann, *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann, *Duostomina* sp., *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann a *Duostomina rotundata* Kristan-Tollmann.

O výskyte dierkavcov v polohách vápencov vyskytujúcich sa v reingrabenských bridliciach na lokalite Šípkov (bazén Dobrej Vody) sa postupne dozvedáme z viacerých zdrojov. Všetky informujú o tej istej lokalite. Prvým z nich je manuskriptová práca Salaja (1968). Túto prácu a tiež inú manuskriptovú prácu Salaja (1978) sa nám nepodarilo získať. Salaj (1969, s. 128, tab. III, obr. 1) z lokality Šípkov (výbrus GÚDŠ 1052/1962) vyobrazil *„... asociáciu foraminifer spodného karnu v lunzskej fácii (intrabiosparit) s Agathammina austroalpina Kristan-Tollmann, Neoendothyra kuepperi (Oberhauser) a s veľkým množstvom zvyškov lastúrnikov a krinoidov, ktoré poukazujú na neritickú fáciu“.* Spoločenstvo zaradil do *subzóny Trocholina procera.* Salaj et al. (1983, s. 191 – 192) z lunzských vrstiev (detailnejšiu litologickú náplň neuviedli) *„chočského príkrovu“* z lokality Šípkov uviedli nasledujúce karnské spoločenstvo dierkavcov: *Agathammina austroalpina* (Kristan-Tollmann et Tollmann), *Endothyra kuepperi* Oberhauser, *Agathamminoides spiroloculiformis* Oravecné-Scheffer a *Ladinosphaera geometrica* Oberhauser. Toto spoločenstvo rozšírené o *Lamelliconus ventroplanus* (Oberhauser) uviedol aj Maheľ (1985, s. 92), pričom informoval, že spoločenstvo pochádza z vložky kalkarenitov v lunzských vrstvách (ako už bolo uvedené, vložky kalkarenitov na lokalite Šípkov vystupujú v reingrabenských bridliciach) a že ho určil Salaj (1968).

Dierkavce sa zistili aj z polôh vápencov v lunzských vrstvách *„chočského príkrovu“* (bazén Dobrej Vody) ležiaceho v podloží Viedenskej panvy. Početné jedince druhu *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann identifikovali Salaj et al. (1983) zo slienitých vápencov tvoriacich polohu v lunzských vrstvách (detailnejšie litologické zloženie neuviedli) vo vrte Šaštín-10.

Jendrejáková (in Michalík et al., 1992) z hronika (bazén Dobrej Vody) z *„laminovaného ílovca s piesčitými vložkami a lumachelami halobií“* zastihnutými vo vrte Dobrá Voda DV-1 v hĺbke 479,5 m určila spoločenstvo dierkavcov, tvorené prevažne druhom *Agathammina austroalpina*, sprevádzané ojedinelými formami *Ammodiscus* sp., *Gaudryina* sp. a *?Variostoma* sp. Spoločenstvo dierkavcov sa zistilo v spodnej časti lunzských vrstiev označených ako *bridlice s halobiami* (interval 432 – 537,1 m), ktoré možno považovať za reingrabenské bridlice.

Výskyt v nadložnom pieskovci lunzského pieskovca

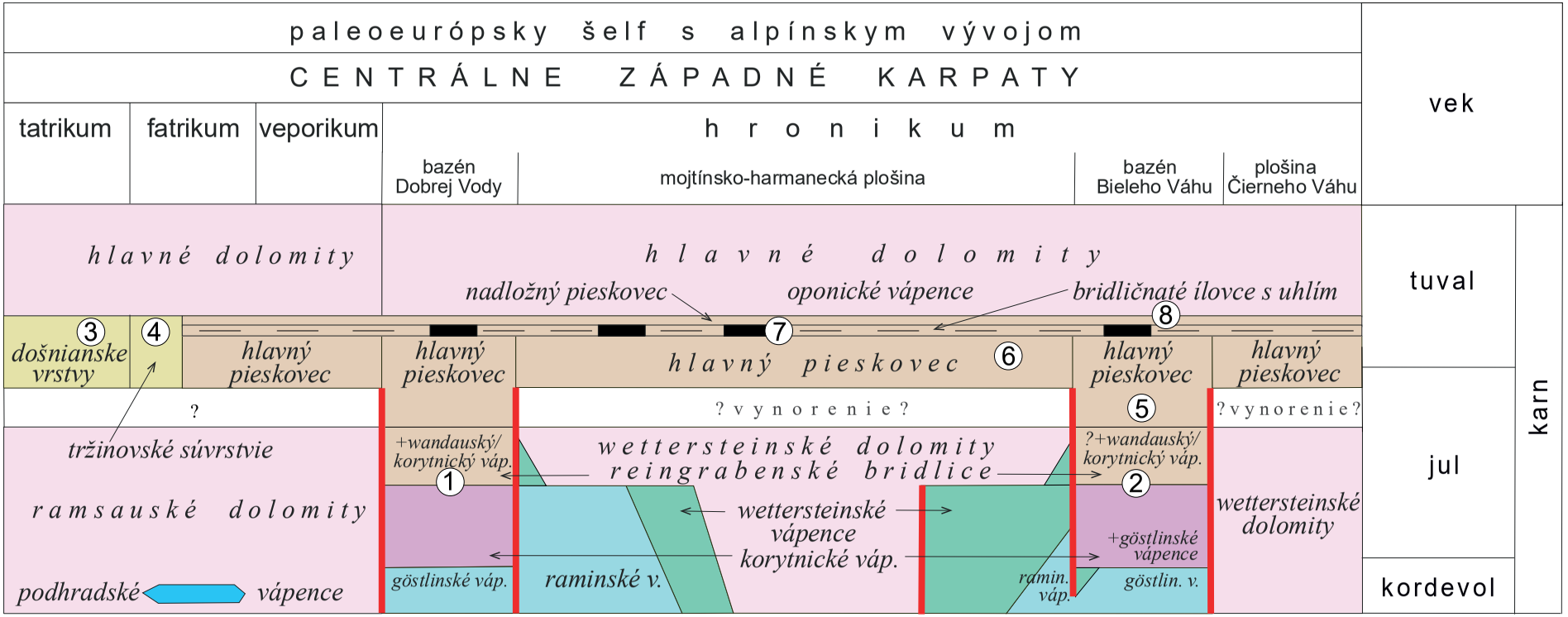
Informácia o výskyte dierkavcov v hornej časti lunzských vrstiev Západných Karpát pochádza od Salaja a Jendrejákovej (1967). Z *„chočského príkrovu“* (z bazénu Bieleho Váhu hronika) vystupujúceho v Svätojánskej doline v Nízkych Tatrách zistili monospoločenstvo druhu *Duostomina alta* Kristan-Tollmann. Konkrétnejšie litologické údaje neuviedli. Výskyt dierkavcov v hornej časti lunzských vrstiev (pravdepodobne v nadložnom pieskovci) dokazuje návrat morského prostredia po predchádzajúcom brakickom vývoji strednej časti lunzských vrstiev, t. j. bridličnatých ílovcov (s rozsiahlymi uhoľnými slojmi v Severných Vápencových Alpách a drobnými uhoľnými slojmi v centrálnych Západných Karpatoch). Návrat morského prostredia vo vrchnej časti lunzských vrstiev (v karditových vrstvách nadložného pieskovca) sa v Severných Vápencových Alpách preukázal výskytom spoločenstva makrofosílií (pozri Tollmann, 1976, s. 149).

Jendrejáková (in Michalík et al., 1992) z konkrécie silicifikovaného vápenca (biomikrit, *wackestone*) zistenej v lunzských vrstvách vo vrte Dobrá Voda DV-1 (bazén Dobrej Vody) v hĺbke 171 m určila dierkavce *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *?Agathammina iranica* Broennimann, Zaninetti, Bozorgnia et Huber, *Gsolbergella spiroloculiformis* (Oravecz-Scheffer), *Opthalmidium* aff. *tori* Zaninetti et Broennimann, *Opthalmidium* sp., *?Paraophthalmidium* sp., *Gaudryina triassica* Trifonova, *Gaudryinella* sp., *Pseudobolivina globosa* Kristan-Tollmann a *Turriglomina mesotriasica* (Koehn-Zaninetti). Uviedla, že s týmito dierkavcami sa vyskytujú aj filamenty, ihlice hubiek, ostne ježoviek, kalcifikované rádiolárie, problematiká a ostrakódy. Konkréciu vápenca našli vo vrchnej časti lunzských vrstiev, ktorú opísali ako bridlice s liticko-živcovými drobami (interval 144 – 318 m). Podľa litologického zloženia možno opísané horniny pravdepodobne považovať za lunzský pieskovec a podľa pozície v slede za nadložný pieskovec. Z tejto časti lunzských vrstiev výskyt karbonátov v centrálnych Západných Karpatoch nie je opísaný ani vo forme konkrécií. V Severných Vápencových Alpách sa vápence s faunou (karditové vápence) vyskytujú vo vrchnej časti nadložného pieskovca.

Existuje ešte jeden údaj o výskyte dierkavcov v lunzskom pieskovci, nemožno však posúdiť, či v hlavnom alebo nadložnom pieskovci. Kysela (1988, s. 15) v stati o vrte Šaštín-10 (bazén Dobrej Vody) uviedol, že *„... karnský vek pieskovcov z jadra č. 37 (2641 – 2645 m) potvrdil... J. Salaj (in O. Fejdiová)“.* Fejdiová (1988, s. 145) uviedla, že *„... vo vzorke č. 27 z vrtu Šaštín-10 sa nachádzajú foraminifery (určil J. Salaj): Agathammina spiroloculiformis* Oraveczné Scheffer*, Agathammina austroalpina* Kristan*, Duostomina alba* Kristan*, Meandrospira carnica* Oraveczné Scheffer*, Pilomminela* cf. *Kuthani* Salaj*, Calciternella* sp.*, vek – karn“.* Kullmanová (1988, s. 55, obr. 4) však v litologicko-mikrofaciálnom profile vrtu Šaštín-10 v hĺbkovom intervale 2 642 – 2 645 m znázornila reiflinské vápence s *Turritellella mesotriassica* atď. Bez vyjasnenia týchto kontroverzných údajov nemožno tento výskyt dierkavcov vziať do úvahy.

Výskyt v tržinovskom súvrství

Jediný údaj o výskyte dierkavcov v dolomiticko-ílovcovom vývoji karnu fatrika (v tržinovskom sú-


paleoeurópsky šelf s alpínskym vývojom
CENTRÁLNE ZÁPADNÉ KARPATY
vek
tatrikum
fatrikum
veporikum
hronikum
bazén Dobrej Vody
mojtínsko-harmanecká plošina
bazén Bieleho Váhu
plošina Čierneho Váhu
hlavné dolomity
hlavné dolomity
nadložný pieskovec
oponické vápence
bridličnaté ílovce s uhlím
tuval
karn
3
došnianske vrstvy
4
hlavný pieskovec
hlavný pieskovec
7
hlavný pieskovec
6
hlavný pieskovec
8
hlavný pieskovec
?
?vynorenie?
5
?vynorenie?
tržinovské súvrstvie
+wandauský/ korytnický váp.
wettersteinské dolomity
reingrabenské bridlice
?+wandauský/ korytnický váp.
jul
ramsauské dolomity
1
2
wettersteinské vápence
korytnické váp.
wettersteinské dolomity
+göstlinské vápence
podhradské vápence
göstlinské váp.
raminské v.
ramin. váp.
göstlin. v.
kordevol

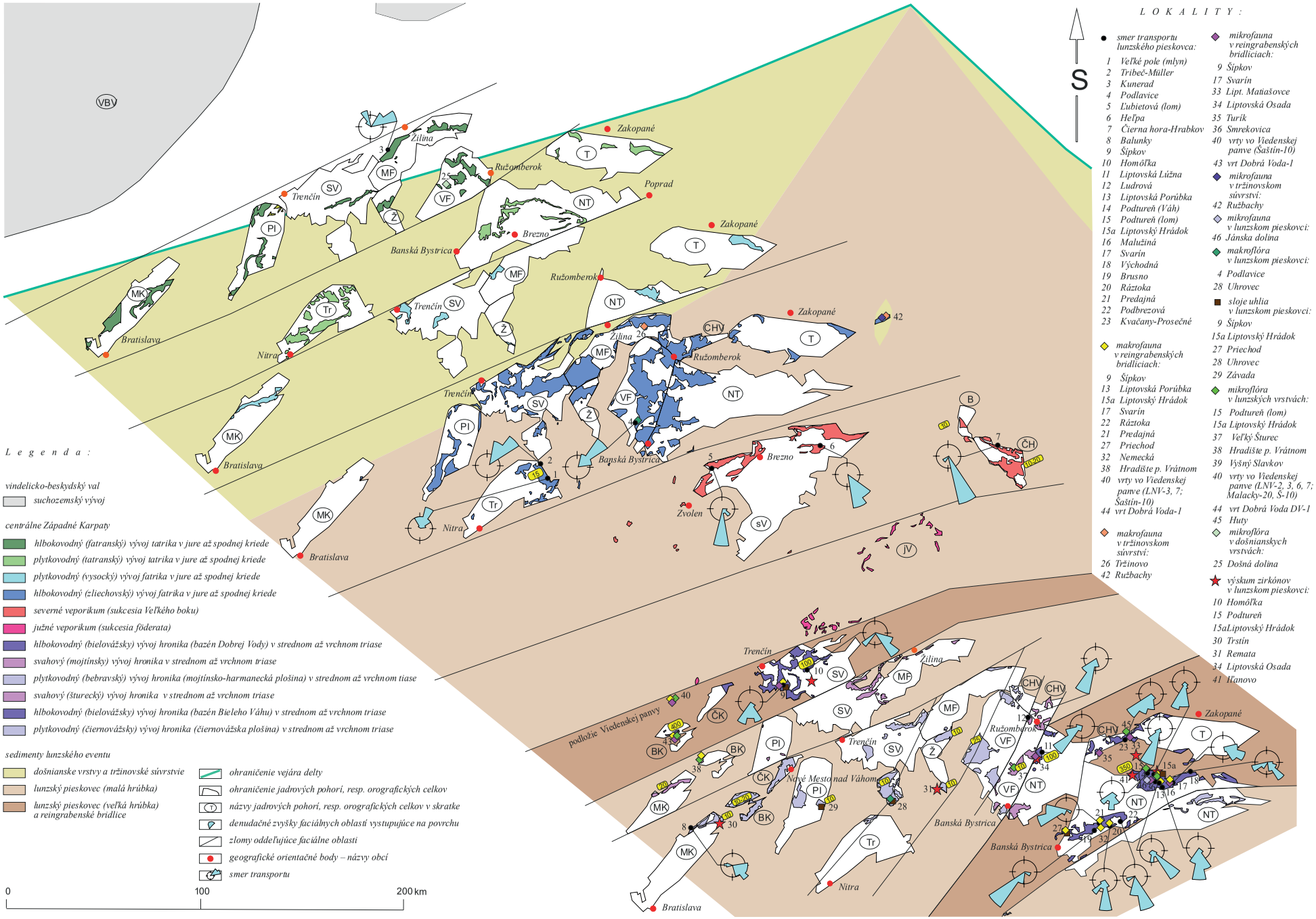
Obr. 1

Obr. 1. Litostratigrafická tabuľka sedimentov reingrabenského a lunzského eventu centrálnych Západných Karpát. Legenda: zvislé červené čiary – synsedimentárne zlomy; 1 – 9 – skúmané lokality/priestory. Spodná stratigrafická hranica reingrabenských bridlíc bola stanovená podľa Bystrického (in Andrusov a Samuel, 1985), ktorý ju na základe nálezu amonita *Simonyceras simoniy* (Hauer) v bazálnej časti reingrabenských bridlíc sedimentujúcich v bazéne Bieleho Váhu zachovaných na lokalite Svarín umiestnil do vyššej časti julu. Vrchná i spodná stratigrafická hranica lunzského pieskovca sedimentujúceho v bazéne Bieleho Váhu bola stanovená na základe práce Šabíkovej-Hlôškovej (in Havrila et al., 1995). Z hlavného pieskovca zachovaného na lokalite Liptovský Hrádok-Podtureň získala spoločenstvo sporomorf julu, z jeho najvyššej časti vystupujúcej na lokalite Liptovský Hrádok-zámoček zasa spoločenstvo sporomorf tuvalu. Horizont bridličnatých ílovcov so slojmi uhlia vystupujúcich v hroniku nebol v Západných Karpatoch datovaný. Nie je známe, či sa vyskytuje aj mimo priestoru hronika. Rovnako je to s vystupovaním nadložného pieskovca. Vynorenie plytkovodných priestorov bolo znázornené na základe výskumov v Severných Vápencových Alpách. V Západných Karpatoch zatiaľ nebolo preukázané. Výskyt fosílií: zvyšky pelagických organizmov sa zistili len v reingrabenských bridliciach, v bazéne Dobrej Vody (priestor č. 1) sa zistili amonity, ramenonožce, lastúrniky, dierkavce a sporomorfy a v bazéne Bieleho Váhu (priestor č. 2) amonity, ramenonožce, lastúrniky, dierkavce a sporomorfy; v došnianskych vrstvách vystupujúcich v plytkovodných priestoroch tatrika (lokalita č. 3 Došná dolina) sa zistili len sporomorfy ?karnu; v tržinovskom súvrství vystupujúcom v plytkovodných priestoroch fatrika (lokalita č. 4 Tržinovo) sa zistili ramenonožce a kôrovce preukazujúce brakické prostredie, dierkavce a lastúrniky; v hlavnom pieskovci hronika sa našli len sporomorfy julu (lokalita č. 5 Liptovský Hrádok-Podtureň v bazéne Bieleho Váhu a lokalita č. 6 Veľký Šturec na mojtínsko-harmaneckej plošine); v bridličnatých ílovcoch hronika so slojmi uhlia (lokalita č. 7 Uhrovské Podhradie) sa zistila len makroflóra; v nadložnom pieskovci hronika (lokalita č. 8 Liptovský Hrádok-zámoček v bazéne Bieleho Váhu) sa vyskytovali len sporomorfy tuvalu a v bazéne Dobrej Vody dierkavce preukazujúce morské prostredie.

Fig. 1. Lithostratigraphic table of the Reingraben and Lunz event sediments in the Central Western Carpathians. Legend: vertical red lines – synsedimentary faults; 1 – 9 – investigated localities/areas. Lower stratigraphic boundary of Reingraben Shales was set as upper Julian according to Bystrický (in Andrusov and Samuel, 1985), based on ammonite *Simonyceras simoniy* (Hauer) in the basal part of the Reingraben Shales deposited in the Biely Váh Basin (preserved at the locality Svarín). Upper and lower stratigraphic boundary of the Lunz Sandstone deposited in the Biely Váh Basin was based on work of Šabíková-Hlôšková (in Havrila et al., 1995). The Main Sandstone (*Lunzer Hauptsandstein*) preserved at the locality Liptovský Hrádok-Podtureň yelded Julian spore assemblage. Sample from the uppermost part at the locality Liptovský Hrádok-zámoček yelded Tuvalian spore community. Horizon of shaly claystones with coal seams present in the Hronicum was not dated in the Western Carpathians. It is not known whether it also occurs outside the Hronicum. It is the same with the occurrence of the Upper Sandstones (*Lunzer Hangendsandstein*). The emergence of shallow water areas is shown based on research in the Northern Calcareous Alps. It has not yet been proven in the Western Carpathians. Occurrence of fossils: remnants of pelagic organisms were found only in the Reingraben Shales, in the Dobrá Voda Basin (area no. 1) where ammonites, brachiopods, bivalves, foraminifera and spores were found, and in the Biely Váh Basin (area no. 2) where ammonites, bivalves, foraminifera and spores were found; in the Došná Beds present in the shallow water areas of Tatricum (locality no. 3 Došná dolina Valley) where spore of ?Carnian age were found; in the Tržinovo Formation present in the shallow water areas of Fatricum (locality no. 4 Tržinovo) where brachiopods and crustaceans (demonstrating brackish environment), as well as foraminifera and bivalves were found; in the Main Sandstones of Hronicum spores of Julian age were found (locality no. 5 Liptovský Hrádok-Podtureň in the Biely Váh Basin and locality no. 6 Veľký Šturec on the Mojtín-Harmanec platform); in shaly claystones with coal seams in the Hronicum (locality no. 7 Uhrovské Podhradie) only macroflora was found; in the Upper Sandstones of Hronicum (locality no. 8 Liptovský Hrádok-zámoček in the Biely Váh Basin) only spores of Tuvalian age, and in Dobrá Voda Basin foraminifera demonstrating the marine environment were found.

Obr. 2. Paleogeografická schéma depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu zostavená na základe literárnych údajov. Digitálna verzia bola vyhotovená s použitím údajov z *Tektonickej mapy Slovenskej republiky 1 : 500 000* (Bezák et al., 2004). V porovnaní s ňou: kozolská sukcesia bola preradená do tatrika, sukcesia fatrika vystupujúca v južnom Žiari bola podľa Havrilu (in Kohút et al., 2013; in Kováčik et al., 2014) preradená zo zliechovského do vysockého vývoja a tektonické trosky hronika zachované medzi Ružomberkom a Banskou Bystricou boli k faciálnym vývojom zaradené podľa Havrilu (2011). Smery transportu sú prevzaté z prác Marschalka a Pulca (1967) a Marschalka (1978). Schéma znázorňuje veľký plochý deltový vejár priliehajúci k vindelicko-beskydskému valu. Vejár pokrýva priestor tatrika, fatrika, veporika a hronika. Použité skratky: VBV – vindelicko-beskydský val, MK – Malé Karpaty, PI – Považský Inovec, SV – Strážovské vrchy, MF – Malá Fatra, VF – Veľká Fatra, Ž – Žiar, Tr – Tribeč, NT – Nízke Tatry, T – Tatry, B – Branisko, CHV – Chočské vrchy, ČH – Čierna hora, BK – Brezovské Karpaty, ČK – Čachtické Karpaty, sV – severné veporikum, jV – južné veporikum.

Fig. 2. Paleogeographic scheme of deposition area of the Reingraben and Lunz event sediments compiled based on the literature review. The *Tectonic map of Slovak republic 1 : 500,000* (Bezák et al., 2004) was used as a background map. Differences are as follows: Kozol Succession is assigned to Tatricum, Fatric Succession located in the southern Žiar Mts. was according to Havrila (in Kohút et al., 2013; in Kováčik et al., 2014) reassigned from the Zliechov to Vysoká Succession and nappe outliers preserved between the Ružomberok and Banská Bystrica were assigned to their facial successions according to Havrila (2011). The directions of the paleotransport are taken from the works of Marschalko and Pulec (1967) and Marschalko (1978). The scheme shows a large flat delta fan adjacent to the Vindelician-Beskydy High. The fan covers the space of Tatricum, Fatricum, Veporicum and Hronicum. Abbreviations used: VBV – Vindelician-Beskydy High, MK – Malé Karpaty Mts., PI – Považský Inovec Mts., SV – Strážovské vrchy Mts., MF – Malá Fatra Mts., VF – Veľká Fatra Mts., Ž –Žiar Mts., Tr – Tribeč Mts., NT – Nízke Tatry Mts., T – Tatry Mts., B – Branisko Mts., CHV – Chočské vrchy Mts., ČH – Čierna hora Mts., BK – Brezovské Karpaty Mts., ČK – Čachtické Karpaty Mts., sV – Northern Veporicum, jV – Southern Veporicum.


VBV
Žilina
Zakopané
Ružomberok
Poprad
Trenčín
Brezno
Banská Bystrica
Nitra
Bratislava
Zvolen
podložie Viedenskej panvy
Nové Mesto nad Váhom
S
L O K A L I T Y :
smer transportu lunzského pieskovca:
1 Veľké pole (mlyn)
2 Tribeč-Müller
3 Kunerad
4 Podlavice
5 Ľubietová (lom)
6 Heľpa
7 Čierna hora-Hrabkov
8 Balunky
9 Šípkov
10 Homôlka
11 Liptovská Lúžna
12 Ludrová
13 Liptovská Porúbka
14 Podtureň (Váh)
15 Podtureň (lom)
15a Liptovský Hrádok
16 Malužiná
17 Svarín
18 Východná
19 Brusno
20 Ráztoka
21 Predajná
22 Podbrezová
23 Kvačany-Prosečné
makrofauna v reingrabenských bridliciach:
9 Šípkov
13 Liptovská Porúbka
15a Liptovský Hrádok
17 Svarín
22 Ráztoka
21 Predajná
27 Priechod
32 Nemecká
38 Hradište p. Vrátnom
40 vrty vo Viedenskej panve (LNV-3, 7; Šaštín-10)
44 vrt Dobrá Voda-1
makrofauna v tržinovskom súvrství:
26 Tržinovo
42 Ružbachy
mikrofauna v reingrabenských bridliciach:
9 Šípkov
17 Svarín
33 Lipt. Matiašovce
34 Liptovská Osada
35 Turík
36 Smrekovica
40 vrty vo Viedenskej panve (Šaštín-10)
43 vrt Dobrá Voda-1
mikrofauna v tržinovskom súvrství:
42 Ružbachy
mikrofauna v lunzskom pieskovci:
46 Jánska dolina
makroflóra v lunzskom pieskovci:
4 Podlavice
28 Uhrovec
sloje uhlia v lunzskom pieskovci:
9 Šípkov
15a Liptovský Hrádok
27 Priechod
28 Uhrovec
29 Závada
mikroflóra v lunzských vrstvách:
15 Podtureň (lom)
15a Liptovský Hrádok
37 Veľký Šturec
38 Hradište p. Vrátnom
39 Vyšný Slavkov
40 vrty vo Viedenskej panve (LNV-2, 3, 6, 7; Malacky-20, Š-10)
44 vrt Dobrá Voda DV-1
45 Huty
mikroflóra v došnianskych vrstvách:
25 Došná dolina
výskum zirkónov v lunzskom pieskovci:
10 Homôlka
15 Podtureň
15aLiptovský Hrádok
30 Trstín
31 Remata
34 Liptovská Osada
41 Hanovo
L e g e n d a :
vindelicko-beskydský val
suchozemský vývoj
centrálne Západné Karpaty
hlbokovodný (fatranský) vývoj tatrika v jure až spodnej kriede
plytkovodný (tatranský) vývoj tatrika v jure až spodnej kriede
plytkovodný (vysocký) vývoj fatrika v jure až spodnej kriede
hlbokovodný (zliechovský) vývoj fatrika v jure až spodnej kriede
severné veporikum (sukcesia Veľkého boku)
južné veporikum (sukcesia föderata)
hlbokovodný (bielovážsky) vývoj hronika (bazén Dobrej Vody) v strednom až vrchnom triase
svahový (mojtínsky) vývoj hronika v strednom až vrchnom triase
plytkovodný (bebravský) vývoj hronika (mojtínsko-harmanecká plošina) v strednom až vrchnom tiase
svahový (šturecký) vývoj hronika v strednom až vrchnom triase
hlbokovodný (bielovážsky) vývoj hronika (bazén Bieleho Váhu) v strednom až vrchnom triase
plytkovodný (čiernovážsky) vývoj hronika (čiernovážska plošina) v strednom až vrchnom triase
sedimenty lunzského eventu
došnianske vrstvy a tržinovské súvrstvie
lunzský pieskovec (malá hrúbka)
lunzský pieskovec (veľká hrúbka) a reingrabenské bridlice
ohraničenie vejára delty
ohraničenie jadrových pohorí, resp. orografických celkov
názvy jadrových pohorí, resp. orografických celkov v skratke
denudačné zvyšky faciálnych oblastí vystupujúce na povrchu
zlomy oddeľujúce faciálne oblasti
geografické orientačné body – názvy obcí
smer transportu
0
100
200 km

Obr. 2

vrství) pochádza od Kullmanovej a Nemčoka (1985). V dolomitoch tohto vývoja vyskytujúceho sa v okolí Ružbách identifikovali dierkavce *Angulodiscus gaschei gaschei* Koehn-Zaninetti et Broennimann, *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann, *Frondicularia woodwardi* Howchin, *Ophthalmidium* sp., *Semiinvoluta clari* Kristan, *Duostomina* sp., *Pilamminella kuthani* (Salaj) a *Spiriamphorella* sp.

Výskyt makroflóry a slojov uhlia

Výskyt v bridličnatých ílovcoch lunzského pieskovca

Informácií o výskyte makroflóry a slojov uhlia v lunzských vrstvách (v bridličnatých ílovcoch) v centrálnych Západných Karpatoch je veľmi málo. Našli sa len tenké sloje uhlia a z makrofosílií len *Equisetites arenaceus* Schenk (Stur, 1868). V Severných Vápencových Alpách tento fosiliferný horizont, usadený v brakickom prostredí hlavne v okolí Lunzu, Schrambachu a Lilienfeldu, obsahuje množstvo hrubých slojov uhlia (do 20 slojov, od celkom tenkých po hrubé 7 m) a bohaté výskyty *Equisetites arenaceus* Jaeger, *Calamites meriani* Brong., *Alethopteris meriani* Brogn., *Pterophyllum haidingeri* Goepp., *Pt. jaegeri* Brogn. atď., ale aj zvyšky amfíbií (*Mastodonsaurus*), reptílií (*Notosaurus*, *Francosuchus* atď.) a lietajúcich rýb (Tollmann, 1976).

Prvý údaj o výskyte uhlia v lunzských vrstvách vystupujúcich v Západných Karpatoch pochádza od Wolfa (1867, 87). Uviedol, že *„... v bridličnatých vrstvách pri Liptovskom Hrádku našiel slabé uhoľné vložky, v Alpách známe z lunzských vrstiev“*.

Stur (1868, s. 362) temer súčasne informoval o náleze *Equisetites arenaceus* Schenk v *„lunzskom pieskovci“* vystupujúcom západne od Banskej Bystrice (severne od Podlavíc).

Zvyšky *Equisetites arenaceus* Schenk našiel Stur (1868) aj v lunzských vrstvách pri Uhrovskom Podhradí. Neskôr Maheľ (1948, s. 26) informoval, že *„... v lunzských vrstvách pri Uhrovskom Podhradí sú slabšie vložky uhlia, pod ktorými sa nájdu skamenelé rastlinné zvyšky“*. Následne o tejto lokalite podrobnejšie informoval Andrusov (1950, s. 4, obr. 1 na s. 5). Uviedol, že *„... výskyty zemitého uhlia... pri Uhrovskom Podhradí... sa vyskytujú v rudimentárne vyvinutých lunzských vrstvách... uhoľné sloje sa nachádzajú stred tmavých bridlíc s vložkami pieskovcov a obsahujú koreňovité rastlinné zvyšky a lodyhy prasličkovitých, a to hlavne Equisetites arenaceus (BRGT)“*. Informáciu o tej istej lokalite doplnil Andrusov (1959, s. 63). Uviedol: *„V Strážovskom pohorí v masíve Suchého pri Uhrovskom Podhradí v lunzských vrstvách (asi chočského príkrovu) o malej hrúbke sú vyvinuté šošovkovité sloje zemitého uhlia o max. hrúbke 1 m (obr. 4 v texte). V podloží slojov sú vyvinuté ílovité bridlice so zvyškami prasličkovitých (Equisetes arenaceus), v nadloží hlavne svetlé pieskovce.“*

O ďalšej lokalite výskytu uhlia v lunzských vrstvách podal správu Pulec (1959, s. 34 – 35), keď sa vyjadril takto: *„Medzi Priechodom a Blážmi[33]... východne od horárne asi 150 m v lunzských vrstvách sa vyskytujú uhoľné sloje. Uhlie je antracitového typu. Priamy výchoz tu nie je. Sú tu haldy, čo svedčí o tom, že uhlie bolo dobývané. Medzi haldovým materiálom a pri pravdepodobnom ústí štôlne nachádzajú sa uhoľné zvyšky. Z ústneho podania bola to vrstva 1 – 2 m mocná s preplástkami ílovcov. Dobývalo sa asi do roku 1938.“*

Pulec (1959, s.73) v úvahe, že *„Na blízkosť pobrežia nasvedčujú výskyty uhlia pri Šipkove, Uhrovskom Podhradí a Priechode“*, informoval ešte o jednej lokalite výskytu uhlia – o Šípkove. Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 153) doplnil údaje k tejto lokalite, keď uviedol, že *„... lunzské vrstvy... vyznačují se místy doprovodnými tmavými slínitými břidlicemi a slíny (šipkovské vrstvy) se slojemi uhlí (o mocnosti do 1 m – Šipkov, Uhrovské Podhradie) a hojnými zbytky rostlin Equisetites arenaceus (Jäg.)“*.

Východne od Závady v Považskom Inovci v lunzských vrstvách vystupujúcich v priestore plošinového vývoja hronika sa zistil (M. Havrila, nepublikované) ďalší výskyt uhlia. Kusy uhlia antracitového typu sa našli spolu s pieskovcami na poli v oranici.

Na základe rozmiestnenia lokalít s výskytom uhlia a zvyškov makroflóry v depozičnom priestore sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (Podlavice v zliechovskom priestore fatrika, Šípkov v bazéne Dobrej Vody hronika, Závada a Uhrovec na mojtínsko-harmaneckej plošine hronika, Liptovský Hrádok a Priechod v bazéne Bieleho Váhu hronika) a na základe paleoprostredia, v ktorom uhlie vzniká, možno usudzovať, že v čase sedimentácie uhlia muselo byť sedimentačné prostredie vo všetkých vymenovaných priestoroch (teda aj v bazénových priestoroch hronika) plytkovodné a brakické.

V Severných Vápencových Alpách sa sloje uhlia vyskytujú v bridličnatých ílovcoch, t. j. v strednej časti lunzského pieskovca. Tento poznatok možno v centrálnych Západných Karpatoch aplikovať na lokality ležiace v bazénových priestoroch hronika (Šípkov, Priechod, Liptovský Hrádok). Lokality nachádzajúce sa na karbonátovej plošine (Uhrovec, Závada) vzhľadom na úplný nedostatok biostratigrafických údajov je problematické korelovať s vrstvovým sledom bazénových priestorov. Korelačným horizontom by mohol byť horizont výskytov uhlia.

Výskyt mikroflóry

Výskyt v reingrabenských bridliciach a v lunzskom pieskovci

K poznaniu sedimentov reingrabenského a lunzského eventu v centrálnych Západných Karpatoch prispel aj palynologický výskum. Sústredil sa na priestor hronika. Z bazénu Bieleho Váhu hronika ich skúmali: Čorná (1969) z okolia obce Huty v Chočskom pohorí, Planderová (1972) z okolia Liptovského Hrádku v Nízkych Tatrách a Šabíková-Hlôšková (in Havrila et al., 1995) z lokality Liptovský Hrádok-Podtureň a Liptovský Hrádok-pri zámočku tiež v Nízkych Tatrách. Z bazénu Dobrej Vody

[33] rozumej Balážmi

z okolia Hradišťa pod Vrátnom v Brezovských Karpatoch ich skúmala Snopková (1973, in Kochanová et al., 1976). Z mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny zo sedla Šturec vo Veľkej Fatre ich skúmala Šabíková-Hlôšková (in Bujnovský et al., 1995). Ťažiskom palynologických výskumov však z praktického hľadiska (vyhľadávanie uhľovodíkov) boli lunzské vrstvy usadené v bazéne Dobrej Vody, ktoré sú zachované v podloží Viedenskej panvy. Ich výskumu sa venovali: Snopková (in Kullmanová et al., 1969), Planderová (in Biely et al., 1973), Planderová (1980, 1983, 1986, 1988), Snopková (1982, 1984, 1988), Snopková a Planderová (in Kysela et al., 1982a, b, 1983), Snopková (in Kysela et al., 1984), Kysela a Bujnovský (1984), Planderová a Snopková (1988), Snopková (in Samuel et al., 1989, 1991) a Snopková (in Bujnovský et al., 1992). Planderová (in Michalík et al., 1992) študovala lunzské vrstvy preniknuté vrtom Dobrá Voda DV-1 (bazén Dobrej Vody).

Z uvedených prác je väčšinou problematické zistiť, z ktorej litofácie lunzských vrstiev (či z reingrabenských bridlíc alebo z bridlíc lunzského pieskovca) boli vzorky odobrané. Len všeobecne sa v nich uvádza, že vzorky pochádzajú z lunzských vrstiev. Litologické opisy sú väčšinou nedostatočné. Vzhľadom na litologickú zhodu lunzských vrstiev s mladšími sedimentmi bolo v niektorých prípadoch ich vzájomné odlíšenie z vrtných jadier problematické. Problémy spôsobovalo aj preplavenie sporomorf. Zistenie, z akej litostratigrafickej jednotky sa odobrali vzorky na palynologický výskum, je sťažené aj málo presnou lokalizáciu odberov. Vyjadriť sa k pôvodu vzoriek je možné len na lokalitách, kde je známa presná geografická lokalizácia odberov, presná pozícia odberov vo vrstvovom slede a zároveň dobre známe litologické zloženie hornín, z ktorých vzorky pochádzajú. Ani z málo detailných litologických opisov lunzských vrstiev ležiacich v podloží terciérnej výplne Viedenskej panvy sa nemožno vyjadriť, či skúmané vzorky boli odobrané z reingrabenských bridlíc alebo z lunzského pieskovca. Problém sa zrejme nedá riešiť ani dodatočnou prehliadkou zachovaných vrtných jadier, lebo tie reprezentujú len veľmi malé úseky celkovej hrúbky lunzských vrstiev. V niektorých prípadoch (vrty LNV-3, LNV-7, Š-10 a DV-1; lokality Hradište pod Vrátnom a Šípkov) je možné tento problém riešiť vďaka výskytu fosílií *Halobia rugosa* Gümbel, *Halobia miesenbachensis* Kitll a *Carnites floridus* (Wulfen) v študovaných sedimentoch, keďže je známe, že tieto fosílie sa vyskytujú v reingrabenských bridliciach.

Riešiť problém pôvodu vzoriek zatiaľ nepomáha ani biostratigrafické (palynologické) určenie ich veku. Často bolo stanovené v širokom stratigrafickom rozpätí (napr. vrchný trias, prípadne karn). Nie je to možné ani v prípade stanovenia užšieho stratigrafického rozsahu (jul), platiaceho však pre celú hrúbku lunzských vrstiev (t. j. pre reingrabenské bridlice aj lunzský pieskovec). Nádej na riešenie sa začala črtať v čase, keď Planderová (1980, vrt LNV-7) zistila, že v študovaných siliciklastických sedimentoch sú zastúpené dve spoločenstvá spór – spoločenstvo karnu (v hĺbke 2 908 – 4 348 m) a spoločenstvo rétu až liasu (v hĺbke 2 301 – 2 501 m). Prvé spájala s lunzskými vrstvami, druhé s čiernymi bridlicami ležiacimi v nadloží lunzských vrstiev[34]. V tejto fáze výskumu dve spoločenstvá spór preto ešte nič neriešili. Neskôr Planderová (1983) v lunzských vrstvách vo vrte LNV-7 odlíšila spodnú časť (3 605 – 4 348 m) s vekom spodný až stredný karn (o tejto časti sledu uviedla: *„Všetky uvedené druhy majú teda hlavné rozšírenie, a v mnohých prípadoch celkom úzke rozšírenie len v karne. Najviac druhov sa vyskytuje v halobiových a lunzských vrstvách.... Pri posudzovaní detailnejšieho vekového zaradenia skúmaných vrstiev by sme mohli najviac korelovať našu flóru s halobiovými vrstvami lunzských vrstiev... Na základe udania vekového rozšírenia niektorých druhov z alpského vývinu lunzských vrstiev môžeme predpokladať julský stupeň karnu.“*) Odlíšila aj vrchnú časť (2 908 – 3 140 m) s vekom vrchný karn – spodný norik[35]. Asociáciu spodného karnu zistila aj vo vrtoch LNV-2 (1 746 – 1 750 m), Malacky 20 (3 424 – 3 426 m), Láb 90 (2 671 – 2 686 m) a Láb 91 (2 870 – 2 875 m). Spoločenstvo vrchného karnu až spodného norika zistila aj vo vrte LNV-6 (1 646 – 1 697 m). Spoločenstvo získané z vrtu LNV-7 z hĺbky 2 301 – 2 504 m však aj naďalej považovala za spoločenstvo rétu až bázy spodného liasu. Po revízii materiálu Planderová (1988) vyčlenila lunzské vrstvy (jul) vo vrtoch LNV-7 (2 908 – 4 348 m), Šaštín-12 (5 258 – 5 446 m), LNV-2 (1 746 – 1 750 m), Malacky-20 (3 426 – 3 428 m), Láb-90 (2 671 – 2 680 m) a Láb-91 (2 870 – 2 875 m). V nadloží lunzských vrstiev vyčlenila tmavosivé bridlice (vrchný karn – spodný norik, resp. tuval – lák), litologicky zodpovedajúce lunzským vrstvám vo vrtoch LNV-7 (2 301 – 2 900 m[36]), LNV-6 (1 646 – 1 697 m) a Šaštín-12 (4 300 – 4 400 m[37]). Dve spoločenstvá sporomorf v lunzských vrstvách (julské až ?tuvalské a tuvalské) potom potvrdila Šabíková-Hlôšková (in Havrila et al., 1995) v lunzských vrstvách vystupujúcich v okolí Liptovského Hrádku (na lokalitách Liptovský Hrádok-Podtureň a Liptovský Hrádok-pri zámočku). Na oboch lokalitách však vystupuje lunzský pieskovec (v Podturni jeho spodnejšia časť, pri zámočku vrchná časť jeho sledu v blízkom podloží hlavného dolomitu). Ukázalo sa, že hranica medzi dvomi spoločenstvami spór prebieha vnútri lunzského pieskovca, a tak sa nenaplnila nádej na stotožnenie dvoch spoločenstiev spór s dvomi litofáciami lunzských vrstiev. Zasahovanie lunzských vrstiev do tuvalu potom potvrdila aj Snopková (in Samuel et al., 1991) vo vrte Závod-88 realizovanom vo Viedenskej panve.

[34] Podľa ich stratigrafického rozsahu nebolo jasné, o aké sedimenty by v centrálnych Západných Karpatoch mohlo ísť. Neskôr (Planderová, 1988) však boli charakterizované ako *„tmavošedé bridlice v nadloží lunzských vrstiev litologicky zodpovedajúcich lunzským vrstvám“* a bolo zmenené ich stratigrafické zaradenie na vrchný karn – spodný nor, resp. tuval – lák. Na základe toho ich bolo možné považovať za súčasť lunzských vrstiev.

[35] V tejto časti výskumu tak existovala nádej, že staršiu asociáciu spór bude možné stotožniť s reingrabenskými bridlicami a mladšiu asociáciu s lunzským pieskovcom.

[36] Pôvodne (Planderová, 1980) sedimenty zachované v tejto hĺbke boli označené ako čierne bridlice ležiace v nadloží lunzských vrstiev s asociáciou spór rétu až liasu. Po ich novom datovaní ich bolo možné považovať za súčasť lunzských vrstiev, za súčasť lunzského pieskovca.

[37] Problémom však je, že podľa Kochanovej sa *Halobia rugosa* Gümbel vyskytuje vo vrte LNV-7 aj v hĺbkovom intervale s asociáciou sporomorf tuvalu až láku. *Halobia rugosa* Gümbel tu bola pôvodne (Kochanová in Biely et al., 1973) určená ako *Halobia miesenbachensis* Kitll.

Poznatky získané palynologickým štúdiom lunzských vrstiev sú stále rozporné a nepodarilo sa nám ich využiť pri zostavovaní paleogeografickej schémy sedimentačného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu. Na základe práce Šabíkovej-Hlôškovej (in Havrila et al., 1995) možno povedať aspoň to, že hranica dvoch spoločenstiev spór leží vnútri lunzského pieskovca.

Výskyt v došnianskych vrstvách

Palynologické údaje z typovej lokality došnianskych vrstiev tvoriacich súčasť sledu tatrika v Došnej doline vo Veľkej Fatre pochádzajú od Planderovej a Poláka (1976). Na základe spoločenstva mikroflóry sa vyjadrili, že došnianske vrstvy s veľkou pravdepodobnosťou vznikli počas spodného karnu. Podľa Kohúta et al. (2018) došnianske vrstvy patria k sedimentom lunzského eventu.

Nové biostratigrafické údaje z reingrabenských bridlíc: dierkavce

Získanie bohatého spoločenstva dierkavcov zo spodnej časti „reingrabenských bridlíc" vystupujúcich na lokalite Turík (Havrila et al., 1988; Samuel, 1991) spolu s novou paleogeografickou schémou hronika (Havrila, 1993 a 2011) naznačili možnosti použitia dierkavcov pri štúdiu spodnej časti lunzských vrstiev bazénových častí hronika centrálnych Západných Karpát. Na viacerých lokalitách bazénu Bieleho Váhu boli preto odobrané vzorky z bázy reingrabenských bridlíc s cieľom získať dierkavce a zároveň preskúmať možnosť získať aj zvyšky iných skupín mikrofosílií (napr. ostrakódov a schwebkrinoidov, ktoré sú z nich známe zo Severných Vápencových Álp, prípadne aj zvyšky rýb a ihlice hubiek), nielen sporomorfy, bežne používané na biostratigrafické datovanie lunzských vrstiev v centrálnych Západných Karpatoch. Cieľom teda bolo získať viac biostratigrafických informácií z obdobia nástupu siliciklastickej sedimentácie v centrálnych Západných Karpatoch a priblížiť sa k stavu ich výskumu v Severných Vápencových Alpách.

Vymedzenie skúmanej oblasti a jej stručná charakteristika

Odbery vzoriek sa realizovali v západnej a centrálnej časti bazénu Bieleho Váhu hronika (sensu Havrila, 2011) zachovanej vo východnej časti Veľkej Fatry, najmä však v Chočských vrchoch a v Nízkych Tatrách. Zo spodnej časti reingrabenských bridlíc boli odobrané na lokalitách Liptovská Osada, Liptovské Matiašovce, Turík, Liptovský Ján a Svarín (obr. 2). Na lokalite Liptovská Osada je zachovaná okrajová časť bazénu. Lokalita Liptovské Matiašovce sa počas karnu v bazéne nachádzala v dosahu proximálnejších častí turbiditných prúdov, z ktorých sa usadili raminské vápence. Zdrojom ich detritu boli wettersteinské rify okraja mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny rozprestierajúcej sa západne od bazénu. Lokality Turík, Liptovský Ján a Svarín sa nachádzali v centrálnejšej časti bazénu. Lokality Turík a Liptovský Ján sa nachádzali ešte v dosahu distálnych častí turbiditných prúdov, z ktorých sa usadili göstlinské vápence. Lokalita Svarín bola už mimo dosahu turbiditných raminsko-göstlinských fácií.

Pozícia reingrabenských bridlíc vo vrstvovom slede na študovaných lokalitách

Lunzské vrstvy s veľkou hrúbkou, typickou pre bazénovú faciálnu oblasť hronika, vystupujú vo Veľkej Fatre a v Nízkych Tatrách v okolí Liptovskej Osady južne od sútoku Revúcej a Korytnice a východne od Korytnice[38]. Okraj karbonátovej plošiny obmedzený zlomom tvorený svetlými wettersteinskými vápencami rifovej fácie prebieha paralelne s tokom Korytnice asi 1 km západne od nej. V bazéne na poklesnutých kryhách ležiacich východne od spomenutého zlomu v nadloží partnašského súvrstvia vystupuje tmavá fácia wettersteinských rifových vápencov (nahrádzajúca na poklesnutých kryhách svetlú fáciu wettersteinských rifových vápencov okraja karbonátovej platformy), ktorú J. Havrila (2017) nazval vápence Liptovskej Osady. Tie sú väčšinou prekryté korytnickými vápencami obsahujúcimi telesá *patch-reefov*, charakterizované J. Havrilom (2017) ako vápence typu bahenných kôp. Reingrabenské bridlice ležia väčšinou na korytnických vápencoch, v menšej miere aj na *patch-reefoch*. Len na kryhe priľahlej k platforme ležia aj na vápencoch Liptovskej Osady[39]. Výskum reingrabenských bridlíc bol vykonaný na tejto kryhe priľahlej k platforme na odkryve nachádzajúcom sa južne od Liptovskej Osady, asi 200 m západne od Korytnice (západne od typovej lokality korytnických vápencov; GPS: N 48,940 635°, E 19,261 485°). Je tam odkrytý nástup sedimentácie reingrabenských bridlíc. Vápence Liptovskej Osady sú tam prekryté telesom reingrabenských bridlíc hrubým asi pol metra (z neho boli odobrané vzorky č. 1 099 a 1 113), nad ktorým leží ešte najvyššia vrstva vápencov Liptovskej Osady. Vyššie leží zvyšná masa reingrabenských bridlíc, smerom do nadložia postupne prechádzajúca do lunzského pieskovca.

Na lokalite Liptovské Matiašovce[40] (východná časť Chočských vrchov, zárez do svahu v zákrute štátnej cesty vedúcej z Liptovských Matiašoviec smerom na Huty; GPS: N 49,193 983°; E 19,573 217°) čiernosivé reingrabenské bridlice (obsahujúce aj pre ne typické sférosideritové konkrécie) vystupujú v nezvyklej pozícii, a to už v nadloží sedimentov partnašského súvrstvia. Smerom do nadložia nad

[38] Oblasť skúmali najmä Bujnovský (in Bujnovský et al., 1973), Bujnovský et al. (1974, 1975), M. Havrila (2011) a J. Havrila (2017). Vápence rifovej fácie tam študoval Jablonský (1971, 1972, 1973a, b, c, in Bystrický et al., 1973).

[39] Bystrický (1972, in Bystrický et al., 1973) tieto tmavé rifové vápence omylom stotožnil s raminskými vápencami. Toto ich zaradenie pretrvalo aj v práci Jablonského (in Bystrický et al., 1973), Bujnovského (in Bystrický et al., 1973), Bujnovského (in Bujnovský et al., 1973, 1974, 1975), Gaździckého et al. (1978), Maheľa (1979a, b, c), Bystrického (in Andrusov a Samuel et al., 1985) a Mišíka (in Mišík et al., 1985, s. 330, obr. 360). M. Havrila (2011) poukázal na to, že tieto vápence nezodpovedajú raminským vápencom a preradil ich k wettersteinským vápencom. J. Havrila (2017) poukázal na rozdiely oproti wettersteinským vápencom rifovej fácie okraja karbonátovej plošiny, odlíšil ich od nich a nazval ich vápence Liptovskej Osady. Raminské vápence sa v tomto priestore nevyskytujú. Vystupujú východnejšie (smerom do bazénu) na severnom svahu údolia Patočnica, kde vo vrstvovom slede nahrádzajú vápence Liptovskej Osady.

[40] Lokalitu pôvodne študovali Havrila a Boorová (2002), revíziu vrstvového sledu a doplnenie jeho vyššej časti urobil J. Havrila (2017), ktorý zostavil podrobný litostratigrafický profil vrstvového sledu vystupujúceho na tejto lokalite.

nimi vystupujú sedimenty raminsko-göstlinského súvrstvia (viacnásobné striedanie raminskej a göstlinskej fácie), korytnické vápence a nakoniec reingrabenské bridlice (preplnené úlomkami tenkostenných schránok halóbií) vo všeobecne známej pozícii (nad sledom karbonátových hornín). Spodné teleso reingrabenských bridlíc je v Západných Karpatoch známe len na tejto lokalite. Dosahuje hrúbku asi 7,5 m. Odkrytá je jeho spodná časť hrubá 4,5 m. Vzorka č. 1 121 bola odobraná 20 cm nad bázou tohto telesa. Až nad miestom odberu sa v bridliciach nachádza niekoľko horizontov sférosideritových konkrécií. Časť vrstvového sledu obsahujúca konkrécie je hrubá 130 cm.

Na lokalite Turík-lom (južná časť Chočských vrchov, najvyšší z trojice menších opustených lomov nachádzajúcich sa na hornom konci obce na stráni nad údolím potoka pretekajúceho obcou; GPS: N 49,111 383°; E 19,378 817°) „reingrabenské bridlice[41]“ vystupujú v ľavej časti lomu nad korytnickými vápencami. Vrstvový sled vystupujúci v tejto časti lomu je sčasti zakrytý sutinovým kužeľom. Vpravo od kužeľa sú odkryté korytnické vápence[42]. V ich najvyššej časti možno pozorovať začínajúci sa postupný prechod do reingrabenských bridlíc. Spodnú časť najvyšších troch vrstiev vápencov tvorí zanikajúci a postupne sa meniaci korytnický vápenec (je nekompaktný, bridličnatý a veľmi ílovitý). Vrchnú časť vrstiev tvorí bridličnatý ílovec. Prechod fácií v rámci vrstiev je postupný. V spodnej z troch vrstiev vápenec zaberá 26 cm, ílovec 10 cm (z neho bola odobraná vzorka č. 1 116). V strednej vrstve vápenec zaberá 34 cm, ílovec 10 cm (z neho bola odobraná vzorka č. 1 117). Z vrchnej vrstvy možno pozorovať len jej spodnú časť tvorenú vápencom. Vyššiu časť sledu možno pozorovať vľavo od kužeľa. Vystupujú tam „reingrabenské bridlice“. V spodnej časti ich zastupujú vrstvovité ílovité vápence až silno vápnité ílovce (z ich najvyššej časti bola odobraná vzorka č. 573, ktorú študoval Samuel in Havrila et al., 1988, a Samuel, 1991). Nasledujú vápnité bridličnaté ílovce v hrúbke 140 cm, v spodnej časti sivé, vyššie žltosivé (z ich vrchnej časti, t. j. nad vzorkou č. 573 bola odobraná vzorka č. 1 118). Vyššie opäť vystupujú vrstvovité ílovité vápence až vápnité ílovce v hrúbke 100 cm (táto litofácia sčasti ešte pripomína korytnické vápence, sčasti už reingrabenské bridlice). Vyššia časť sledu nie je odkrytá.

Na lokalite Liptovský Ján – Smrekovica (Nízke Tatry, zárez cesty vo svahu na južnej strane Smrekovice, GPS: N 49,022 117°; E 19,696 739°) (opísali ju Havrila et al., 1995) v nadloží hornín partnašského súvrstvia vystupujú göstlinské vápevce prekryté korytnickými vápencami (s drobnými amonitmi na vrchných vrstvových plochách). Vrchnú polovicu korytnických vápencov tvorí škvrnitý vápenec podobný škvrnitým (fleckenmergelovým) vápencom liasu. Celková hrúbka korytnických vápencov je 150 cm. Vyššie nasleduje striedanie reingrabenských bridlíc s postupne sa meniacimi korytnickými vápencami na škrnité (fleckenmergelové) vápence až ílovce[43].

Výskumy na lokalite Svarín (Nízke Tatry, východne od osady Svarín, malý lom v zárezе bývalej úzkokoľajky na severnom brehu Čierneho Váhu; GPS: N 49,013 600°, E 19,862 267°) robili Andrusovová (in Bystrický, 1973), Kullmanová et al. (1984) a Michalík et al. (1988). Sled odkrytý v lome graficky zdokumentovali Andrusovová (in Bystrický, 1973, obr. 15), Kullmanová et al. (1984, príl. 10) a Michalík et al. (1988, obr. 7). Podľa uvedených prác na tejto lokalite vystupujú reiflinské vápence s polohami slieňovcov, ktoré sú prekryté aónovými[44] a lunzskými vrstvami. Podľa Havrilu (2011) tu vystupujú horniny partnašského súvrstvia. Najvyššia časť sledu karbonátov (hrubá približne 0,5 m) patrí ku korytnickým vápencom[45] a nad nimi ležia reingrabenské bridlice[46]. Andrusovová (1973) celkom v spodnej časti reingrabenských bridlíc našla amonita *Simonyceras simonyi* (Hauer). Na základe toho Bystrický (in Andrusov a Samuel, 1985) zaradil lunzské vrstvy vystupujúce v hroniku Západných Karpát hlavne k vyššej časti julského podstupňa.

Záverom možno konštatovať, že pozorovaná spodná časť reingrabenských bridlíc nie je vyvinutá monotónne. Na každej lokalite je vyvinutá odlišne a jej sled je litofaciálne pomerne pestrý. Základnou litofáciu sú tmavosivé až čiernosivé bridličnaté ílovce. Nápadnou litofáciou sú ílovce preplnené detritom tenkostenných schránok halóbií (halóbiové bridlice), ktorých spodná časť býva silne bioturbovaná. Ďalšou nápadnou litofáciou sú škvrnité

[41] Táto litofácia je sčasti odlišná od reingrabenských bridlíc. Odlišuje sa od nich hlavne vápnitosťou. Nie sú to síce už korytnické vápence, ale ešte to nie sú ani reingrabenské bridlice. Prvú stručnú informáciu o výskyte dierkavcov v nich podali Salaj a Jendrejáková (1967), neskôr z nich Havrila (in Havrila et al., 1988) vyseparoval početnú asociáciu dierkavcov, ktorú spracoval Samuel (in Havrila et al., 1988, 1991).

[42] V spodnej časti sa striedajú s göstlinskými vápencami.

[43] Tento úsek odspodu až po prvú vrstvu lunzského pieskovca tvoria: 45 cm hrubá poloha bridlíc s masovým výskytom úlomkov tenkostenných schránok halóbií (halóbiové bridlice), ktorých spodných 8 cm je nápadne bioturbovaných, chodbičky sú hrubé asi 1 mm (z bázy tohto telesa bola odobraná vzorka č. 1 095); 49 cm hrubá poloha škvrnitých vápencov až ílovcov; 28 cm hrubá poloha bridlíc s masovým výskytom úlomkov schránok halóbií (halóbiové bridlice), ktorých báza je opäť nápadne bioturbovaná (z bázy tohto telesa bola odobraná vzorka č. 1 096); 36 cm hrubá poloha škvrnitých ílovcov; 250 cm hrubá poloha typických čiernosivých reingrabenských bridlíc; 150 cm hrubá poloha škvrnitých bridlíc (ílovcov) striedajúcich sa s horizontmi čiernosivých bridlíc (ílovcov) s masovým výskytom úlomkov schránok halóbií; 150 cm typických čiernosivých reingrabenských bridlíc (ílovcov); 75 cm typických čiernosivých reingrabenských bridlíc (ílovcov) s piatimi horizontmi hrdzavo zvetraných sférosideritových konkrécií; 50 cm hrubá poloha typických čiernosivých reingrabenských bridlíc (ílovcov) zavŕšených horizontom hrdzavých sférosideritových konkrécií; 200 cm hrubá poloha typických čiernosivých reingrabenských bridlíc (ílovcov) a 150 cm poloha typických čiernosivých reingrabenských bridlíc (ílovcov) so štyrmi piesčitými horizontmi (spodné tri sú hrubé 1 cm, vrchný štvrtý je hrubý 2 – 3 cm). Nasleduje prvá, 15 cm hrubá poloha lunzského pieskovca.

[44] Bystrický (in Andrusov a Samuel et al., 1985) pre horniny považované na Svaríne za aónové vrstvy pre formálnu nevhodnosť tohto názvu použil nový názov, svarínske vrstvy.

[45] Sedimenty raminsko-göstlinského súvrstvia vo vrstvovom slede na tejto lokalite nevystupujú.

[46] Reingrabenské bridlice smerom odspodu do nadložia zastupujú: tmavosivé bridličnaté ílovce (s hrúbkou 23 cm), kompaktnejšie tmavosivé bridličnaté ílovce (tri vrstvy hrubé 10, 11 a 44 cm), čiernosivé bridličnaté ílovce (v hrúbke 142 cm), na báze s konkréciou sférosideritu, vyššie s horizontmi úlomkov schránok halóbií, zelenosivé bridličnaté ílovce obsahujúce úlomky schránok halóbií (v hrúbke 67 cm, z ich strednej časti bola odobraná vzorka č. 1 114), ktorých najvyššia časť je sľudnatejšia oproti ílovcom vystupujúcim v podloží, kompaktnejše škvrnité (fleckenmergelové) ílovce (v hrúbke 12 cm), zelenosivé bridličnaté ílovce obsahujúce úlomky schránok halóbií (hrúbka 30 cm, z ich vrchnej časti bola odobraná vzorka č. 1 115) a čiernosivé bridličnaté ílovce (hrúbka 100 cm). Vyššia časť sledu je zasutinená.

(fleckenmergelové) ílovce. Neprehliadnuteľné sú horizonty do hrdzava zvetrávajúcich sférosideritových konkrécií.

Výsledky biostratigrafického štúdia na jednotlivých lokalitách

Dosiahnuté výsledky výskumu spodnej časti reingrabenských bridlíc sú prezentované formou zoznamov fauny z každej vzorky, ktoré sú doplnené porovnaním spoločenstiev získaných z jednotlivých vzoriek/lokalít. Spoločenstvá dierkavcov umožnili potvrdiť julský vek reingrabenských bridlíc. Dierkavce boli zaradené do systému hlavne v zmysle prác Salaja et al. (1983) a Samuela (1991). Zo starších významných prác zaoberajúcich sa touto skupinou mikrofosílií možno spomenúť napr. práce Oberhauser (1960), Kristan-Tollmann (1964), Oraveczné-Scheffer (1966), Styk (1975), prípadne ďalšie.

Mikrofosílie boli získané po dezintegrácii bridlíc (ílovcov) roztokom peroxidu vodíka, následnom preplavení cez laboratórne sitá a vysušení získanej zrnitostnej frakcie 0,45 – 0,7 mm separáciou pod binokulárnou lupou. Boli nasnímané na elektrónovom riadkovacom mikroskope (SEM) JEOL JSM 6610 v Ústave materiálov a mechaniky strojov SAV v Bratislave.

Liptovská Osada

Vzorka č. 1 099

Vo vzorke bolo identifikované spoločenstvo rekryštalizovaných dierkavcov, v ktorom sa, na rozdiel od ostatných skúmaných vzoriek (s výnimkou vzorky č. 1 113 – pozri ďalej), vyskytujú vysoko klenuté formy *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser) (fototab. 1, obr. 7), *Lamelliconus procerus* (Liebus) a *Pragsoconulus robustus* Oberhauser spolu s *Hyperammina eulimbata* Kristan-Tollmann, *Opthalmidium* ex gr. *exiguum* Koehn – Zaninetti, *Opthalmidium tricki* (Langer) (fototab. 1, obr. 8), *Spiroloculina praecursor* (Oberhauser) (fototab. 1, obr. 9), *Gsollbergella spiroloculiformis* (Oravecz – Scheffer) a *Duostomina* sp. Okrem dierkavcov boli vo vzorke zaznamenané mikroulitníky (fototab. 5, obr. 5) a hladkostenné lastúrničky (jadrá).

Vzorka č. 1 113

Spoločenstvo dierkavcov dominantne pozostáva zo zástupcov ophtalmídií. Ide o relatívne dobre zachovanú mikrofaunu. V porovnaní so vzorkou č. 1 099 dochádza k zmene v kvantitatívnom zastúpení a zložení spoločenstva dierkavcov. Vysoko klenuté formy *Lamelliconus ventroplanus* (Oberhauser) boli pozorované len veľmi vzácne. Spoločenstvo dierkavcov diagnostikované v tejto vzorke reprezentujú: *Hyperammina eulimbata* Kristan-Tollmann, *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann, *Ammodiscus* sp. (fototab. 1, obr. 6), *Opthalmidium exiguum* Koehn – Zaninetti, *Opthalmidium fusiforme* (Trifonova), *Opthalmidium tori* Zaninetti et Broennimann (fototab. 1, obr. 5), *Opthalmidium tricki* (Langer), *Spiroloculina* sp., *Spiroloculina praecursor* (Oberhauser), *Nodophthalmidium* sp., *Gsollbergella spiroloculiformis* (Oravecz-Scheffer) (fototab. 1, obr. 4), *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. a skôr spomínaný *Lamelliconus ventroplanus* (Oberhauser). Fosílie zastupujú aj bežne sa vyskytujúce ihlice hubiek viacerých morfotypov (fototab. 1, obr. 12).

Na základe spoločenstva dierkavcov v zmysle práce Samuela (1991) spodný horizont reingrabenských bridlíc na lokalite Liptovská Osada, nachádzajúci sa pod najvyššou vrstvou vápencov Liptovskej Osady, bol zaradený do karnu – julu.

Liptovské Matiašovce

Vzorka č. 1 121

Vzorka poskytla na štúdium veľmi chudobné, zle zachované (rekryštalizované) spoločenstvo bentických dierkavcov. Identifikované boli: *Hyperammina eulimbata* Kristan-Tollmann, *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann (fototab. 1, obr. 3), *Duostomina alta* Kristan-Tollmann (fototab. 1, obr. 1), *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann (fototab. 1, obr. 2) a *Duostomina rotundata* Kristan-Tollmann. Vo výplave je prítomná aj mikrofauna ramenonožcov a hladkostenných lastúrničiek (jadrá).

Spoločenstvo dierkavcov indikuje v zmysle Samuela (l. c.) karn – jul.

Turík

Vzorka č. 1 116

Vo vzorke sa zistilo bohaté spoločenstvo rekryštalizovaných dierkavcov, v ktorom prevládajú zástupcovia duostomín: *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann, *Ammodiscus* sp., *Lunucammina postcarbonica* Spandel, *Pachyphloides* ex gr. *oberhauseri* Civrieux et Dessauvagie, *Nodosaria* ex gr. *nitidana* Brand, *Dentalina* ex gr. *subsiliqua* Franke, *Pseudonodosaria polyarthra* (Kristan-Tollmann), *Pseudonodosaria vulgata multicamerata* (Kristan-Tollmann), *Lenticulina* (*Lenticulina*) sp., *Astacolus carnicus* (Oberhauser) (fototab. 4, obr. 3), *Marginulina erromena turica* Samuel, *Frondicularia sulcata* Bornemann (fototab. 4, obr. 1), *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann (fototab. 4, obr. 2) a *Variostoma cochlea* Kristan-tollmann. Súčasťou spoločenstva mikrofauny sú aj hladkostenné lastúrničky, mikroulitníky a rybie zúbky.

Vzorka č. 1 117

V porovnaní so vzorkou č. 1 116 ide o nasledujúce chudobnejšie spoločenstvo dierkavcov, v ktorom ale tiež prevláda „duostominová“ zložka: *Hyperammina* sp., *Lunucammina postcarbonica* Spandel (fototab. 4, obr. 8), *Pseudonodosaria obconica* (Reuss), *Astacolus carnicus* (Oberhauser) (fototab. 4, obr. 6), *Marginulina erromena erromena* Loeblich et Tappan, *Frondicularia phylloformis* Kristan-Tollmann (fototab. 4, obr. 4), *Frondicularia sulcata* Bornemann, *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann (fototab. 4, obr. 5) a *Variostoma cochlea* Kristan-tollmann (fototab. 4, obr. 7). Vo vzorke sa vyskytujú aj hladkostenné lastúrničky a mikroulitníky.

Vzorka č. 1 118

Zistilo sa pomerne chudobné, ale diverzifikované spoločenstvo dierkavcov. Bol zaznamenaný menší počet duostomín. Ide o kvantitatívne najchudobnejšie spoločenstvo dierkavcov z tejto lokality: *Hyperammina eulimbata* Kristan-Tollmann, *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann, *Ammodiscus* sp., *Lunucammina postcarbonica* Spandel, *Pachyphloides dracosimilis* (Oberhauser), *Nodosaria levifracta* Kristan-Tollmann (fototab. 4, obr. 12), *Nodosaria* ex gr. *nitidana* Brand, *Dentalina* ex gr. *subsiliqua* Franke (fototab. 4, obr. 9), *Pseudonodosaria obconica* (Reuss) (fototab. 4, obr. 11), *Lenticulina* (*Lenticulina*) *nauptiloides* (Bornemann), *Marginulina erromena erromena* Loeblich et Tappan, *Marginulina erromena turica* Samuel, fragment ?*Frondicularia sulcata* Bornemann, *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann a *Variostoma cochlea* Kristan-tollmann. Ďalšie fosílne zvyšky reprezentujú hladkostenné lastúrničky, ramenonožce (najpočetnejšie a najmenšie formy zo skúmaných vzoriek), mikroulitníky a rybie zúbky.

Faunu dierkavcov z tejto lokality z dvoch vzoriek (vzorka č. 572 a 573) M. Havrilu spracoval, resp. opísal už Samuel (1991) a zaradil ich do karnu – julu. Nami identifikované spoločenstvá dierkavcov na lokalite Turík v súlade so Samuelom (l. c.) indikujú karn – jul.

Liptovský Ján (Smrekovica)

Vzorka č. 1 095

Voľné dierkavce získané z výplavu poskytli nasledujúce bohaté spoločenstvo: *Hyperammina* sp., *Ammodiscus* sp. (fototab. 3, obr. 11), *Pachyphloides infirmis* Oberhauser (fototab. 3, obr. 4), *Pachyphloides* ex gr. *oberhauseri* Civrieux et Dessauvagie, *Nodosaria apheilolocula aglabra* Kristan-Tollmann, *Nodosaria levifracta* Kristan-Tollmann, *Nodosaria* ex gr. *nitidana* Brand, *Dentalina pseudomonile* Terquem (fototab. 3, obr. 10), *Dentalina* ex gr. *subsiliqua* Franke, *Dentalina* sp., *Pseudonodosaria obconica* (Reuss), *Pseudonodosaria pupides* (Bornemann), *Pseudonodosaria vulgata multicamerata* (Kristan-Tollmann) (fototab. 3, obr. 7), *Lenticulina* cf. *munsteri* (Roemer), *Astacolus carnicus* (Oberhauser), *Marginulina erromena erromena* Loeblich et Tappan (fototab. 3, obr. 8, 9), *Marginulina erromena turica* Samuel (fototab. 3, obr. 12), *Frondicularia phylloformis* Kristan-Tollmann (fototab. 3, obr. 5), *Frondicularia sulcata* Bornemann (fototab. 3, obr. 6), *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann a *Duostomina rotundata* Kristan-Tollmann. V spoločenstve s dierkavcami sa vyskytujú lastúrničky (fototab. 5, obr. 2), ramenonožce, mikroulitníky (fototab. 5, obr. 6), rybie zúbky (fototab. 5, obr. 3) a fragmenty ostnatokožcov.

Vzorka č. 1 096

Vo vzorke sa zistilo bohaté spoločenstvo bentických dierkavcov, ktoré zastupujú: *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann (fototab. 3, obr. 3), *Ammodiscus* sp., *Pachyphloides dracosimilis* (Oberhauser) (fototab. 2, obr. 1, 2), *Pachyphloides* ex gr. *oberhauseri* Civrieux et Dessauvagie (fototab. 2, obr. 3), *Nodosaria levifracta* Kristan-Tollmann (fototab. 2, obr. 12), *Nodosaria* ex gr. *nitidana* Brand (fototab. 2, obr. 10, 11), *Dentalina* ex gr. *subsiliqua* Franke (fototab. 3, obr. 2), *Pseudonodosaria sphaerocephala* Kristan-Tollmann, *Pseudonodosaria vulgata multicamerata* (Kristan-Tollmann) (fototab. 2, obr. 6), *Lenticulina (Lenticulina)* cf. *gottingensis* (Bornemann), *Lenticulina (Lenticulina)* ex. gr. *matutina* (d' Orbigny) (fototab. 2, obr. 9), *Lenticulina (Lenticulina) nauptiloides* (Bornemann) (fototab. 3, obr. 1), *Astacolus carnicus* (Oberhauser) (fototab. 2, obr. 5), *Marginulina erromena turica* Samuel (fototab. 2, obr. 4), *Lingulina infirmis* Oberhauser, *Lingulina esseyana* Deecke, *Frondicularia sulcata* Bornemann, *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann (fototab. 2, obr. 7, 8) a *Variostoma cochlea* Kristan-tollmann. Fosílne zvyšky reprezentujú aj ramenonožce (fototab. 5, obr. 1) vrátane ich jadier, lastúrničky, rybie zúbky a mikroulitníky (fototab. 5, obr. 4).

Na lokalite Liptovský Ján (Smrekovica) bol na základe spoločenstiev dierkavcov preukázaný vek karn – jul.

Svarín

Vzorka č. 1 114

Dierkavce predstavuje nasledujúce, pomerne zle zachované (rekryštalizácia, impregnácia Fe minerálmi) spoločenstvo, ktoré dominantne pozostáva z „duostominovej" zložky: *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann, *Pachyphloides* ex gr. *oberhauseri* Civrieux et Dessauvagie, *Dentalina* sp., *Lenticulina (Lenticulina) nauptiloides* (Bornemann) (fototab. 1, obr. 10), *Marginulina erromena turica* Samuel (fototab. 1, obr. 11), *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann, *Duostomina rotundata* Kristan-Tollmann a *Variostoma cochlea* Kristan-tollmann. Mikrofaunu zastupujú okrem dierkavcov mikroulitníky, hladkostenné lastúrničky a ostne ježoviek.

Vzorka č. 1 115

Zistila sa prítomnosť zle zachovanej mikrofauny, zastúpenej hlavne duostominami. V porovnaní so vzorkou č. 1 114 ide o chudobnejšie, menej diverzifikované a horšie zachované nasledujúce spoločenstvo dierkavcov: *Hyperammina eulimbata* Kristan-Tollmann, *Pachyphloides* cf. *dracosimilis* (Oberhauser), *Duostomina alta* Kristan-Tollmann a *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann (fototab. 4, obr. 10). Vyskytujú sa aj mikroulitníky, hladkostenné lastúrničky a ramenonožce.

Rovnako ako na predchádzajúcich lokalitách, aj na lokalite Svarín spoločenstvá dierkavcov poukazujú na vek skúmaných sedimentov karn – jul.

Výskum bazálnej časti reingrabenských bridlíc vykonaný v priestore bielovážskeho bazénu hronika na piatich lokalitách (Liptovská Osada, Liptovské Matiašovce, Turík, Liptovský Ján a Svarín) zameraný na dierkavce priniesol nové poznatky. Tak ako v Severných Vápencových Alpách,

aj v centrálnych Západných Karpatoch z nich boli získané mikrofosílie širšieho spektra organizmov, najmä dierkavce, ale aj rybie zvyšky, lastúrničky, ihlice hubiek, drobné ramenonožce a ulitníky.

Z lokalít Liptovská Osada, Liptovský Ján a Svarín sa po prvýkrát podarilo získať voľné dierkavce. Na jednotlivých lokalitách sa zistila rôznorodosť, resp. variabilita spoločenstiev. Najbohatšia a najviac diverzifikovaná fauna dierkavcov sa zistila na lokalitách Turík, a hlavne Liptovský Ján. Tieto dve lokality obsahujú v podstate rovnaké spoločenstvá dierkavcov.

Vo vzorke č. 1 099 z Liptovskej Osady bolo identifikované spoločenstvo dierkavcov, v ktorom, na rozdiel od ostatných skúmaných vzoriek, sa vyskytujú vysoko klenuté formy *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser) (fototab. 1, obr. 7), *Lamelliconus procerus* (Liebus) a *Pragsoconulus robustus* Oberhauser. Výnimkou je vzorka č. 1 113 z rovnakej lokality, kde však boli vysoko klenuté dierkavce pozorované len veľmi vzácne [*Lamelliconus ventroplanus* (Oberhauser)]. Na rozdiel od vzorky č. 1 099, vzorka č. 1 113 dominantne pozostáva zo zástupcov ophtalmídií. Ide o relatívne dobre zachovanú mikrofaunu. Vzorka z Liptovských Matiašoviec poskytla na štúdium zo všetkých skúmaných lokalít najchudobnejšie, zle zachované spoločenstvo bentických dierkavcov pozostávajúce z hyperamín a duostomín. Na lokalite Svarín prevládala v spoločenstve dierkavcov „duostominová" zložka, toto spoločenstvo však vykazuje väčšiu diverzitu a bohatšie zastúpenie jednotlivých foriem oproti lokalite Liptovské Matiašovce. Prevaha duostomín bola zaznamenaná aj na lokalite Turík.

Identifikované dierkavce umožnili potvrdiť vek reingrabenských bridlíc karn – jul. Časť identifikovaných foriem sa zistila v Západných Karpatoch v reingrabenských vrstvách, hoci ich pôvodné opisy pochádzajú z iných (hlavne mladších) stratigrafických horizontov (porovnaj napr. Kristan-Tollmann, 1964).

Hoci zámerom tejto práce nebolo zostaviť litostratigrafickú tabuľku sedimentov reingrabenského a lunzského eventu v priestore centrálnych Západných Karpát, vykonané rešeršné štúdium a dosiahnuté biostratigrafické údaje umožnili zostaviť ju aspoň v schematickej podobe (obr. 1). Tabuľka odhaľuje medzery vo výskume študovaných sedimentov. Spočívajú v nedostatočnej znalosti stratigrafických rozpätí jednotlivých litostratigrafických jednotiek (došnianskych vrstiev, tržinovského súvrstvia a všetkých litofácií lunzského pieskovca, t. j. hlavného pieskovca, bridličnatých ílov a nadložného pieskovca) vystupujúcich v skúmanom priestore. Spočívajú aj v nedostatočnej znalosti paleogeografického rozšírenia jednotlivých litofácií lunzských vrstiev.

Záver

Sedimenty reingrabenského a lunzského eventu sú v centrálnych Západných Karpatoch zachované v tektonických jednotkách tatrika, fatrika, veporika a hronika. (obr. 1 a 2) Pozostávajú z troch odlišných litofaciálnych jednotiek: z reingrabenských bridlíc (tvorených ílovcami), lunzského pieskovca (pozostávajúceho zo striedajúcich sa pieskovcov a ílovcov) a z tržinovského súvrstvia, resp. z došnianskych vrstiev (tvoreného/tvorených striedajúcimi sa ílovcami a dolomitmi).

Reingrabenské bridlice sedimentovali v bazénových častiach hronika (v bazéne Dobrej Vody a v bazéne Bieleho Váhu) založených vo vrchnom pelsóne. Lunzský pieskovec zaplnil bazény hronika, ale usadil sa aj na jeho karbonátových plošinách (na mojtínsko-harmaneckej plošine a plošine Čierneho Váhu) a tiež na plytkovodných priestoroch fatrika a veporika. Sedimenty tržinovského súvrstvia a došnianskych vrstiev sa usadili na plytkovodnej okrajovej časti lunzskej delty zachovanej v tatriku (čiastočne aj vo fatriku).

Fauna (lastúrniky, hlavonožce, ramenonožce a dierkavce) zachovaná v sedimentoch reingrabenského a lunzského eventu pochádza temer výlučne z reingrabenských bridlíc, zriedkavo z tržinovského súvrstvia (infaunálne lingulidné ramenonožce a spinicaudátne kôrovce-conchostraky) a nadložného lunzského pieskovca (dierkavce).

Fauna reingrabenských bridlíc žila v prostredí s normálnou morskou salinitou. Fauna tržinovského súvrstvia poskytuje dôkaz o zníženej salinite sedimentačného prostredia (brakické prostredie), spôsobenej sladkovodným prílivom z kontinentu a vlhkým podnebím.

Na základe rozmiestnenia lokalít s výskytom uhlia a zvyškov makroflóry v depozičnom priestore sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (v zliechovskom priestore fatrika – lokalita Podlavice, v bazéne Dobrej Vody hronika – lokalita Šípkov, na mojtínsko-harmaneckej plošine hronika – lokality Závada a Uhrovec, v bazéne Bieleho Váhu hronika – lokality Liptovský Hrádok a Priechod) možno usudzovať, že v čase sedimentácie uhlia muselo byť sedimentačné prostredie vo všetkých spomenutých priestoroch (teda aj v bazénových priestoroch hronika) plytkovodné a brakické.

Vytvorená schéma depozičnej oblasti sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (obr. 2) znázorňuje zachovanú časť deltového vejára. Jeho umiestnenie v paleogeografickom priestore je v zhode s najvýchodnejším transportným smerom materiálu lunzských vrstiev, ktorý predpokladal Behrens (1972, obr. 19). Najpravdepodobnejším zdrojom materiálu je Fenosarmatia, prípadne skýtska platforma.

Literatúra

Andrusov, D., 1933: Poznámka o Štúrových šipkovských břidlicích u Šipkova ve Veterných Holích na Slovensku. Věst. St. geol. Úst. (Praha), IX, 48 – 51.

Andrusov, D., 1950: Správa o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 a v rokoch predošlých. Práce Št. geol. Úst., Soš. (Bratislava), 20, 3 – 62.

Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát, Zv. 2. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 375 (in Slovak, German summary).

Andrusov, D., 1965: Geologie der Tschechoslovakischen Karpaten, II. Berlin, Akademie Verlag – Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 443 s.

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for Geol. Excur. X. Congr. of Carpath.-Balk. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 44.

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

Andrusovová-Kollárová, V., 1960: Nové nálezy amonoidov v triase Západných Karpát. Geol. sbor. (Bratislava), XI, 1, 105 – 110.

Andrusovová, V., 1973: 11. Svarín – Middle and Upper Triassic. In: Bystrický, J. (ed.), Andrusovová, V., Borza, K., Bujnovský, A., Jablonský, J., Kochanová, M., Marschalko, R., Mello, J., Michalík, J., Mišík, M. a Vedejová, M., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D. X Congr. Carp.-Balkan. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 92 – 97.

Behrens, M., 1972: Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 116, 51 – 83.

Bezák, V. (ed.); Bezák, V. a Broska, I. (kryštalinikum); Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J. (paleozoikum); Polák, M., Havrila, M., Mello, M., Biely, A., Plašienka, D. (mezozoikum); Potfaj, M. (flyš a bradlové pásmo); Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B. (neovulkanity); Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J., Pristaš, J. (neoalpínske sedimentárne formácie a štruktúry), 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A., Janáček, J., Kullmanová, A., Leško, B., Planderová, E. a Samuel, O., 1973: Geologické vyhodnotenie podložia viedenskej panvy – r. 1973. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some Flysch deposits: a graphical approach (Sedimentológia niektorých flyšov a grafický prístup). Amsterdam, Elsevier, 1 – 168.

Bouma, A. H., 1964: Turbidites. In: Bouma, A. H. and Brouwer, A. (eds.), 1964: Developments in Sedimentology. 3. Turbidites. Amsterdam – London – New York, Elsevier, 264 s.

Bujnovský, A. (ed.), Rakús, M. a Polák, M., 1973: Geologický výskum mezozoika Nízkych Tatier, Veľkej a Malej Fatry. Veľká Fatra a Nízke Tatry (oblasť Revúckej doliny). Ročná správa za rok 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 78.

Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1974: Korytnica-Limestones – a new litostratigraphic unit and ist Fauna. In: Proceedings of the 10th Congress Carp.-Balk. Geol. Ass., 1973, Reports, Section I, Stratigraphy and Paleology. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 37 – 41.

Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1975: Korytnica Limestones – a new litho-stratigraphical unit and its Fauna. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 21 – 53.

Bujnovský, A., Samuel. O., Priechodská, Z., Fejdiová, O. a Snopková, P., 1991: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-88. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bujnovský, A., Samuel, O. a Snopková, P., 1992: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Studienka-83 a Kuklov-4 (Viedenská panva). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 94, 35 – 43.

Bujnovský, A., Polák, M., Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Kohút, M., Liščák, P., Malík, P., Pristaš, J., Vozár, J. a Vozárová, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-123 Krížna, časť listu 36-141 Staré Hory. Čiast. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 102 s.

Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb.-Studenten (Innsbruck), 21, 1, 289 – 310, 1 Tab.

Bystrický, J., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion „D“ X-th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 137.

Čorná, O., 1969: Some Triassic Miospores from West Carpathians. Geol. Sbor. Geol. carpath. (Bratislava), 20, 1, 177 – 193.

Fejdiová, O., 1988: Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z vrtov LNV-3, LNV-7, Šaštín-10, Šaštín-12, Závod-74. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 143 – 147.

Gaździcki, A., Kozur, H., Mock, R. a Trammer, J., 1978: Triassic microfossils from the Korytnica limestones at Liptovská Osada (Slovakia, ČSSR) and their stratigraphic significance. Acta palaeont. pol. (Warszawa), 23, 3, 351 – 375.

Grottenthaler, W., 1972: Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Phyrnpass. Auszug. Diss. Fak. Allg. Wiss. Techn. Univ. München (Photodruck).

Hauer, F., 1866: Sitzung am 6. November 1866. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 4, 123 – 130.

Havrila, J., 2017: Faciálna architektúra a paleogeografické vzťahy triasových karbonátových komplexov hronika. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. paleont. PriF Univ. Komen., 1 – 190.

Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 49.

Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 117, 103 s.

Havrila, M., Martinský, L., Pevný, J., Planderová, E., Rakús, M., Samuel, O., Straka, P. a Vozárová, A., 1988: Oporný profil triasom chočského príkrovu lokality Turík. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M., Šabíková-Hlôšková, Z., Borza, V., Buček, S. a Pevný, J., 1995: Biostratigrafické vyhodnotenie triasových profilov hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Havrila, M. a Boorová, D., 2002: Stop 5.2: Liptovské Matiašovce – profile in the road cut. Pre Congress excursion A. In: Vozár, J., Vojtko, R. and Slíva, Ľ. (eds.): Guide to Geological Excursions. XVII th Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republik. Geol. carpath. (Bratislava), 53, spec. iss., 35 – 38, fig. A9, A10.

Havrila, M. a Olšavský, M., 2015: Správa o geologickom mapovaní vrstvového sledu Kozla medzi Turskou dolinou a údolím Porubského potoka. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 127, 7 – 79.

Hornung, T., 2008: The Carnian Crisis in the Tethys Realm. Multistratigraphic Studies and Palaeoclimate Constraints. Saarbrücken, VDM Verlag Dr. Müller, 235 s.

Jablonský, E., 1971: Segmentierte Kalkschwämme – *Sphinctozoa* der Westkarpaten (von der Lokalität Liptovská Osada). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 22, 333 – 346, obr. 1 – 10.

Jablonský, E., 1972: Vesicocaulis reticuliformis n. sp. (Sphinctozoa) aus der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 23, 361 – 364.

Jablonský, E., 1973a: Segmentierte Kalkschwäme (Sphinctozoa) aus Wettersteinkalken einiger der Westkarpaten. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 26, 189 – 202.

Jablonský, E., 1973b: Mikroproblematika aus der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 415 – 423.

Jablonský, E., 1973c: Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 1, 107 – 111.

Jablonský, J., 1973: Liptovská Osada. In: Bystrický, J., 1973 (ed.): Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D. X Congress Carpathian-Balkan Geological Association. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 107 – 109.

Kettner, R. a Koutek, J., 1927: O postavení Štúrových lunzských pískovců a reingrabenských břidlic a t. zv. šipkovských slínů v Nízkých Tatrách. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), XXXVI, 5, 1 – 19.

Kohút, M., Hofmann, M., Havrila, M., Linnemann, U. a Havrila, J., 2018: Tracking an upper limit of the "Carnian Crisis" and/or Carnian stage in the Western Carpathians (Slovakia). Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.) Berlin – Heidelberg), 107, 1, 321 – 335.

Kochanová, M., 1967: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov triasu a jury Západných Karpát. Dielčia zpráva za rok 1966. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 13 s.

Kochanová, M., 1968: Biostratigrafický výskum mlžov, bruchonožcov, ramenonožcov a hlavonožcov triasu, jury a kriedy Západných Karpát. Dielčia správa za rok 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1968: Biostratigrafický výskum bivalvií a gastropodov triasu a jury Záp. Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kochanová, M., 1971: Biostratigrafický výskum mlžov, bruchonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 103 s., 7 príl.

Kochanová, M., Kullmanová, A. a Snopková, P., 1976: Výskyt lunzských vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 65, 53 – 67.

Kotásek, J. a Krs, M., 1965a: Paleomagnetic Investigation of the West Carpathians of Czechoslovakia. Geofys. Sbor. (Praha), 234 s.

Kotásek, J. a Krs, M., 1965b: Paleomagnetic study of tectonic rotation in the Carpathian Mountains of Czechoslovakia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam).

Kristan-Tollmann, E., 1964: Die Foraminiferen aus den Rhätischen Zlambachmergeln der Fischerweise bei Ausse im Salzkammergut. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 10, 1 – 189.

Ksiazskiewicz, M., 1954: Gradet and laminated bedding in the Carpathian Flysch. Ann. Soc. géol. Pol. (Kraków), 22.

Kuenen, Ph. H., 1953: Gradet bedding, with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. Verhandel. Koninki. Ned. Akad. Wetenschap., Afdel Natuur Seet., 1, 20, 3.

Kullmanová, A., 1988: Mikrofaciálno-petrografické vyhodnotenie mezozoických hornín v hlbinných vrtoch v podloží neogénu Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 53 – 78.

Kullmanová, A., Kochanová, M., Snopková, P. a Samuel, O., 1969: O dvojakom veku „lunzských vrstiev" v podloží neogénu Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 50, 51 – 64.

Kullmanová, A., Rakús, M., Biely, A., Pevný, J. a Havrila, M., 1984: Charakteristické litostratigrafické profily mezozoika Nízkych Tatier. Časť II. (mezozoikum chočského a šturecké-ho príkrovu). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 50.

Kullmanová, A. a Nemčok, J., 1985: Geológia okolia Ružbašských kúpeľov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 89 – 110.

Kozur, H. W. a Mock, R., 1993: The importance of conchostracans for the correlation of continental and marine beds. In: Lucas S. G. & Morales M. (eds.): The nonmarine Triassic. New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull. 3, 261 – 266.

Kysela, J., 1988: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 7 – 51.

Kysela, J., Kullmanová, A., Planderová, E., Snopková, P., Priechodská, Z. a Kantor, J., 1982a: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Šaštín-12. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kysela, J., Kullmanová, A., Snopková, P., Papšová, J., Priechodská, Z. a Kantor, J., 1982b: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-74. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kysela, J., Kullmanová, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Papšová, J., Planderová, E., Snopková, P., Fejdiová, O., Priechodská, Z., Kantor, J., Žáková, E. a Salaj, J., 1983: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kysela, J. a Bujnovský, A., 1984: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-78. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kysela, J., Bujnovský, A., Samuel, O., Snopková, P., Gašparikoová, V., Kantor, J., Žáková, E. a Papšová, J., 1984: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Studienka-83. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kysela, J. a Bujnovský, A., 1984: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-78. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maheľ, M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. The Tectonic of the Territory between the midle Váh and the upper Nitra. Práce Št. geol. Úst., Zoš. (Bratislava), 18, 1 – 79.

Maheľ, M., 1979a: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. Miner. Slov. (Bratislava), 11, 1 – 20.

Maheľ, M., 1979b: Choč and Strážov nappes, new division and structure. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 1, 19 – 43.

Maheľ, M., 1979c: Kriticky o názvoch šturecký príkrov, hronikum, fatrikum a skýcovský hlbinný zlom. Miner. Slov. (Bratislava), 11, 2, 173 – 178.

Maheľ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 221.

Maheľ, M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXV, list Žilina. Bratislava, Geofond – vyd., 272 s.

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geológie ČSSR, II. Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, ČSAV, Ústř. Úst. geol., 1 – 496.

Marschalko, R., 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. In: Vozár, J., Marschalko, R., Mišík, M. a Nemčok, J. (eds.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 49 – 80.

Marschalko, R. a Pulec, M., 1967: Sedimentology of the Lunz beds. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 18, 2, 331 – 344, pl. 21 – 24.

Márton, E., Grabowski, J., Tokarski, A. K. a Túnyi, I., 2015: Palaeomagnetic results from the fold and thrust belt of the Western Carpathians: an overview. In: Puyeno, E. L., Cifelli, F., Sussman, A. J. a Oliva-Urcia, B. (eds.), 2015: Paleomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives. London, Geol. Soc., Spec. Publ., 425, 7 – 36.

Matějka, A., 1927: O „šipkovských vrstvách" a „lunzském pískovci" v údolí Revúce jižně od Ružomberka na Slovensku

a několik poznámek o chočském příkrovu. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), III, 39 – 49.

Michalík, J., 1984: Palinspastické rekonštrukcie a mezozoický paleogeografický vývoj Západných Karpát. In: Maheľ, M. (ed.), 1984: Zemská kôra a jej vzťah k nerastným surovinám. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 107 – 115.

Michalík, J., 1994: Notes on the paleogeography and paleotectonics of the West Carpathian area during the Mesozoic. Mitt. Österr. geol. Gesell., 86 (1993), 101 – 110.

Michalík, J., Masaryk, P., Papšová, J. a Jendreáková, O., 1988: Paleontológia a biostratigrafia triasových súvrství v podtatranskej oblasti Spiša a Liptova. B. Triasové súvrstvia bielovážskeho čiastkového príkrovu. In: Samuel, O. a Michalík, J. (eds.): Sprievodca k celoštátnej paleontologickej konferencii usporiadanej paleontologickou odbornou skupinou SGS pri SAV, GÚDŠ a ČS VTS pri GÚDŠ v dňoch 20. – 24. 6. 1988 v Miľave pri Nižných Ružbachoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 57.

Michalík, J. Broska, I., Franců, J., Jendrejáková, O., Kochanová, M., Lintnerová, O., Masaryk, P., Papšová, J., Planderová, E., Šucha, V. a Zatkalíková, V., 1992: Štruktúrny vrt Dobrá Voda DV-1 (1 140,8 m) (Dobrá Voda – Konča Skaliek) v Brezovských Karpatoch. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 27, 1 – 139.

Mišík, M., Chlupáč, I. a Cícha, I., 1985: Stratigrafická a historická geológia. Bratislava, SPN, 1 – 542.

Mojsisovics, E., 1867: Umgebungen von Lucsky u Szielnitz im Liptauer Komitate. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 12, 259 – 260.

Oberhauser, R., 1960: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 5, 5 – 46.

Oraveczné-Scheffer, A., 1966: Karni foraminiferák a Bakony Hegységböl. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest), 1965, 181 – 217.

Pevný, J., 1968: Biostratigrafický výskum brachiopódov mezozoika Západných Karpát. Dielčia správa za rok 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pevný, J., 1971: Biostratigrafický výskum ramenonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Dielčia záverečná správa za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pevný, J., 1975: Karnické brachiopóda Západných Karpát. Čiastková záverečná správa za rok 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pivko, D., 2007: Sedimentológia lunzských vrstiev pri Podturni. Miner. Slov. (Bratislava), Geovestník, 39, 1, 120 – 121.

Planderová, E., 1972: A contribution to palynological researchs of Lunz Beds in West-Carpathian Region. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 58, 57 – 77.

Planderová, E., 1980: Palynomorphs from Lunz beds and from Black clayey shales in basement of Vienna basin (borehole LNV-7). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 3, 267 – 294.

Planderová, E., 1983: Palynologické vyhodnotenie vrtov z podložia Viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 32 s.

Planderová, E., 1986: Nové poznatky o veku lunzských vrstiev a tmavých bridlíc v ich nadloží v oblasti Západných Karpát, na základe palinologického výskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Planderová, E., 1988: Palinologické vyhodnotenie bridličnatých sedimentov z vrtov v podloží Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 79 – 92.

Planderová, E. a Polák, M., 1976: O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 65, 75 – 79, 1 obr., 3 tab.

Planderová, E. a Snopková, P., 1988: Stratigrafia vrchnotriasových tmavých bridlíc Západ. Karpát na základe palinologickej analýzy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Pulec, M., 1959: Sedimentológia lunzských vrstiev. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. paleont. PriF UK.

Pulec, M., 1965: Nové nálezy skamenelín v lunzských vrstvách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 34, 209 – 216, tab. 15 – 16.

Salaj, J., 1969: Essai de Zonation dans le Trias des Carpathes Occidentales d'après les Foraminifères. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 48, 123 – 128.

Salaj, J., 1978: Mikrobiostratigrafia triasu Západných Karpát Slovenska na základe foraminifer vo vzťahu k triasu tetýdnej oblasti. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Salaj, J. a Jendrejáková, O., 1967: Die Foraminifera aus der oberen Trias der Westkarpaten. Geol. Sbor. Geol. carpath. (Bratislava), 18, 2, 311 – 313.

Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983: Triassic foraminifers of the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 213 s., fototab. I – CLVII.

Samuel, O., 1991: Late Triassic foraminifers from profile Turík, wel Závod-81 and locality Ráztoka (West Carpathians). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 15, 7 – 47, Pl. I – LIV.

Samuel, O., Bujnovský, A. a Snopková, P., 1989: Litostratigrafické vyhodnotenie podložia terciéru z vrtov Závod 85 a 87 (Viedenská panva). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 90, 57 – 70.

Samuel, O., Bujnovský, A. a Snopková, P., 1991: Litostratigrafické vyhodnotenie mezozoika zo štruktúrnych vrtov Závod-78, 88, 89 a Studienka-95 (Viedenská panva). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 93, 41 – 53, 6 obr., 16 pl., angl. res.

Snopková, P., 1973: Správa o palynologickom vyhodnotení vzoriek z problematického súvrstvia z okolia Hradišťa pod Vrátnom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Snopková, P., 1982: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Závod-74. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Snopková, P., 1984: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Studienka-83. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Snopková, P., 1988: Palinologický výskum sedimentov z podložia neogénu Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 11, 93 – 105.

Spengler, E., 1932: Ist die „Mittlere subtatrische Decke" der Westkarpaten eine selbständige tektonische Einheit? Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), VIII, 215 – 225.

Stache, G., 1867: Vorlage der geologischen Aufnahme dse ungarischen Theiles der Hohen Tatra mit der Wassergebieten des Bela-flusses der schwarzen Waag, des oberen Hornad – und des oberen Poprad-Flusses. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 17, 377 – 378.

Stur, D., 1859a: Kalk und Dolomit der Nordwestlichen Karpathen. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 10, 1, 46 – 47.

Stur, D., 1859b: Die geologische Übersichtskarte des Wassergebietes der Waag im nordwestlichen Ungarn (Prehľadná geologická mapa povodia Váhu v severozápadnom Uhorsku). Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst., 1, 27 – 31. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), X, 1. Jahrg.

Stur, D., 1860: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XI, 1, 17 – 151.

Stur, D., 1867: Das Thal von Revucs. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 12, 264 – 265.

Stur, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. J. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, 337 – 426.

Stur, D., 1871: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogthumes Steiermark. Geogn. montanist. (Graz), ver., 1 – 654, 2 Taf., div. Abb., Tab., Prov. Taf.

Styk, O., 1975: Foraminifera from the Lower and Middle Triassic of Poland. Acta paleont. pol. (Warszawa), 20, 4, 501 – 534.

Sýkora, M., Siblík, M. a Soták, J., 2011: Siliciclastics in the Upper Triassic dolomite formations of the Krížna Unit (Malá Fatra Mountains, Western Carpathians): constraints for the Carnian Pluvial Event in the Fatric Basin. Geol. Carpath. (Bratislava), 2011, 62, 2, 121 – 138.

Šťastný, V., 1928: Příspěvek k poznání geologie pravého břehu řeky Hronu na Slovensku. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), IV, 195 – 198.

Tollmann, A., 1976: Analyse der klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. Monogr. Nördl. Kalkalpen. Wien, Franz Deuticke, Teil 2, XV + 710 s., 256 Abb., 3 Taf.

Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich. Band II, Auβer-zentralalpiner Anteil. Wien, Franz Deuticke, 711 s.

Volko-Starohorský, J., 1924: Prírodné bohatstvo Liptova. Lipt. Sv. Mikuláš, F. Klimeš, 75 – 76.

Wolf, H., 1867: Die geologischen Verhältnisse des Liptauer- und Thuróczer Comitates am linken Ufer des Waagflusses zwischen den Orten Sučan und Hradek. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 4, 83 – 89.

Summary

The sediments of the Reingraben and Lunz Events are preserved in the Central Western Carpathians in the tectonic units of Tatricum, Fatricum, Veporicum and Hronicum. (Figs. 1 and 2) They consist of three distinct lithofacial units: the Reingraben Shales (formed by claystones), Lunzer Sandstone (formed of alternating of sandstones and claystones) and from the Tržinovo Formation, and/or from the Došná Member (formed of alternating claystones and dolomites).

The Reingraben Shales were deposited in the basinal parts of the Hronicum (in the Dobrá Voda Basin and in the Biely Váh Basin) formed in the Upper Pelsonian. The Lunz Sandstone filled up the Hronicum basins, but also deposited on its carbonate platforms (the Mojtin-Harmanec Platform and the Čierny Váh Platform) and also on the shallow-water areas of the Fatricum and Veporicum. The sediments of the Tržinovo Formation and the Došná Member deposited on the shallow-water marginal part of the Lunz Delta preserved in Tatricum (partly also in Fatricum).

The fauna (bivalvs, cephalopods, brachiopods and foraminifers) preserved in sediments of the Reingraben and Lunz Events come almost exclusively from the Reingraben Shales, rarely from the Tržinovo Formation (infaunal lingulid brachiopods and spinicaudate crustaceans – conchostracans) and from the Overlying Sandstone Lunzer Sandstone (foraminifers).

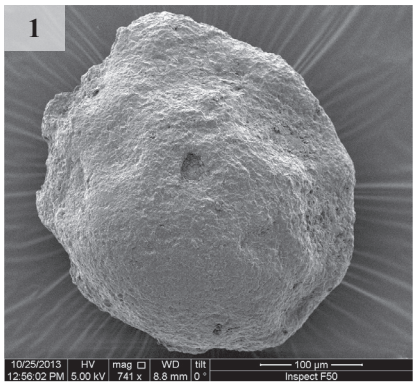
The Reingraben Shales fauna lived in an environment of normal sea salinity, the fauna of the Tržinovo Formation provides evidence of reduced salinity of sedimentation environment conditions (brackish environment) caused by freshwater inflow from the continent and the humid climate.

Based on the location of coal and macroflora residues in the deposition area of the Reingraben and Lunz Events deposits (in the Zliechov area of the Fatricum – Podlavice site, in the Dobrá Voda Basin Hronicum – Šípkov site, on the Hronic Mojtín-Harmanec Platform – Uhrovec and the Závada site, in the Hronic Biely Váh Basin – Liptovský Hrádok a Priechod site) it is possible to conclude that at the time of coal sedimentation the sedimentation environment must have been shallow and brackish in all the above mentioned areas (also in the Hronicum basinal areas).

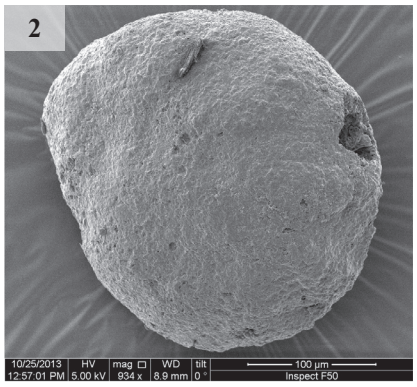
The created scheme of the deposition area of the sediments of the Reingraben and Lunz Events (Fig. 1) shows the preserved part of the delta fan. Its location in the paleogeographic space is in agreement with the easternmost, Behrens (1972, Fig. 19), the predicted transport direction of the Lunz Member material. The most probable source of material is the Fennosarmatium, and/or Scythian Platform.

Manuskript doručený: 12. 12. 2019
Revidovaná verzia doručená: 18. 2. 2019
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 7. 5. 2020

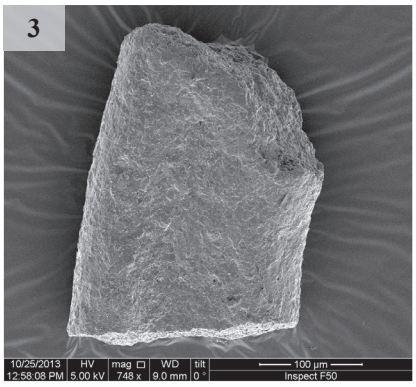
FOTOTAB. 1



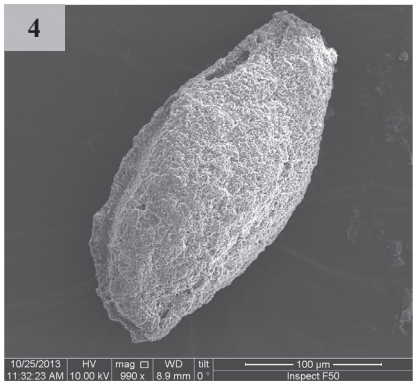
Obr. 1. *Duostomina alta* Kristan-Tollmann



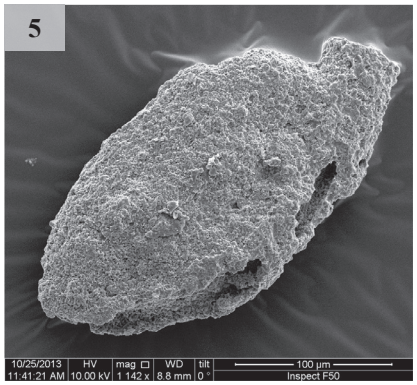
Obr. 2. *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann



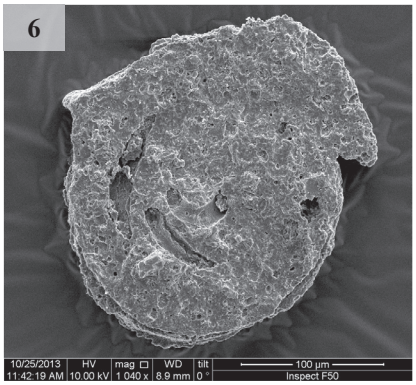
Obr. 3. *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann



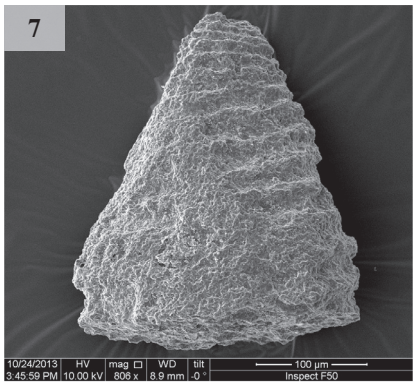
Obr. 4. *Gsollbergella spiroloculiformis* (Oravecz – Scheffer)



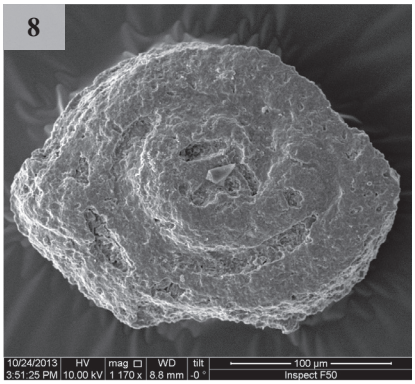
Obr. 5. *Opthalmidium tori* Zaninetti et Broennimann



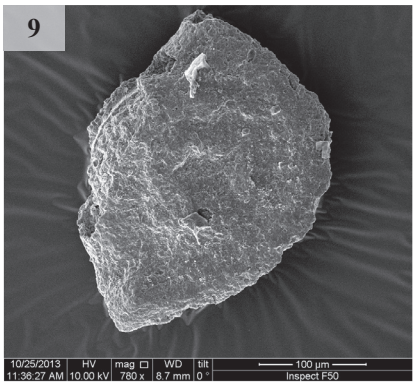
Obr. 6. *Ammodiscus* sp.



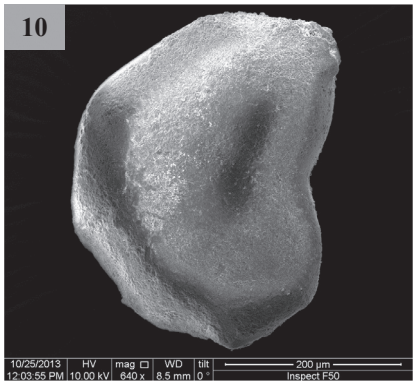
Obr. 7. *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser)



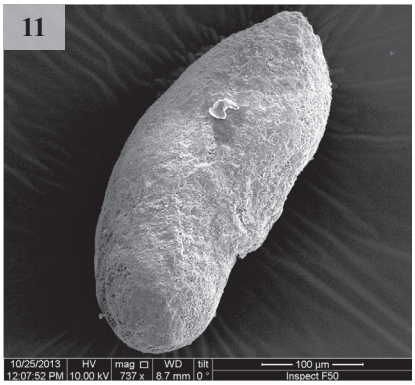
Obr. 8. *Opthalmidium tricki* (Langer)



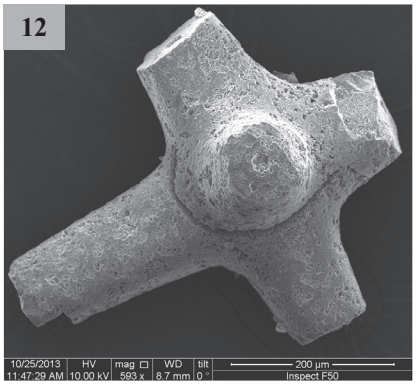
Obr. 9. *Spiroloculina praecursor* (Oberhauser)



Obr. 10. *Lenticulina (Lenticulina) nauptiloides* (Bornemann)



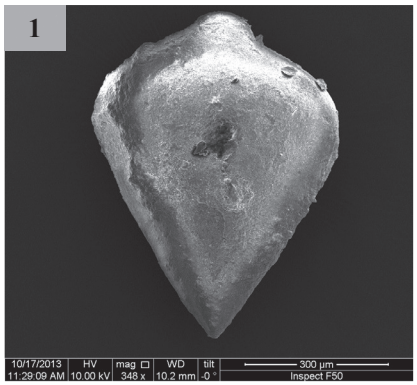
Obr. 11. *Marginulina erromena turica* Samuel

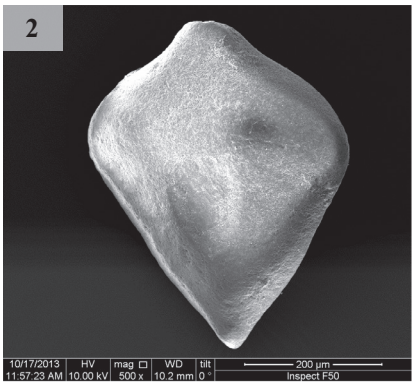


Obr. 12. Ihlica hubky

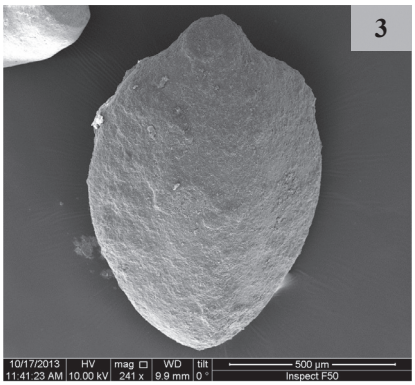
Obr. 1 – 3. Liptovské Matiašovce. Vzorka č. 1 121.
Obr. 4 – 6, 12. Liptovská Osada. Vzorka č. 1 113.
Obr. 7 – 9. Liptovská Osada. Vzorka č. 1 099.
Obr. 10 – 11. Svarín. Vzorka č. 1 114.

FOTOTAB. 2

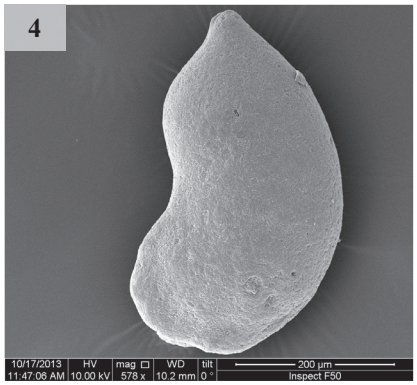




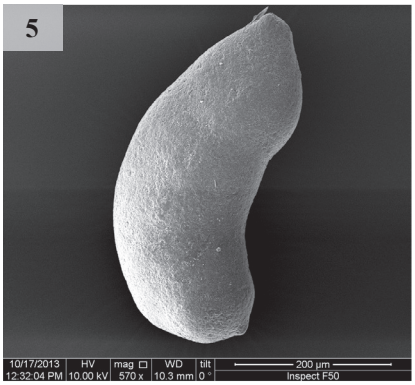
Obr. 1 – 2. *Pachyphloides dracosimilis* (Oberhauser)



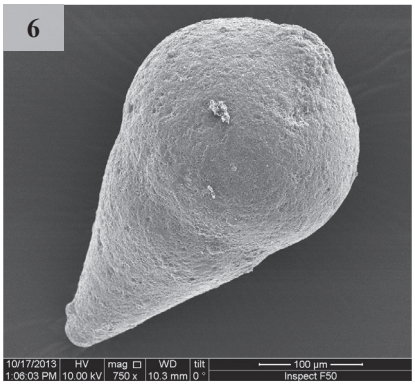
Obr. 3. *Pachyphloides* ex gr. *oberhauseri* Civrieux et Dessauvagie



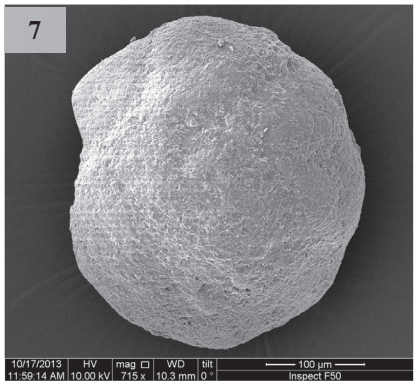
Obr. 4. *Marginulina erromena turica* Samuel



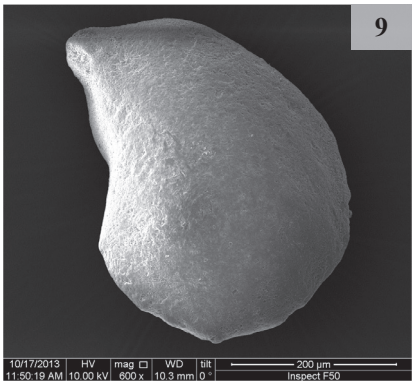
Obr. 5. *Astacolus carnicus* (Oberhauser)



Obr. 6. *Pseudonodosaria vulgata multicamerata* (Kristan-Tollmann)

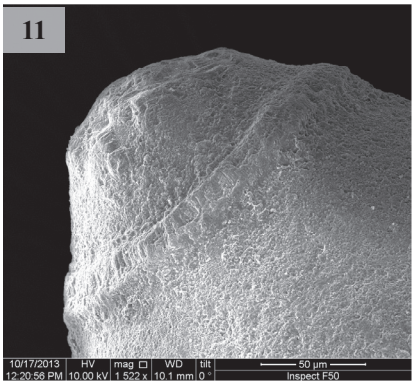


Obr. 7 – 8. *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann

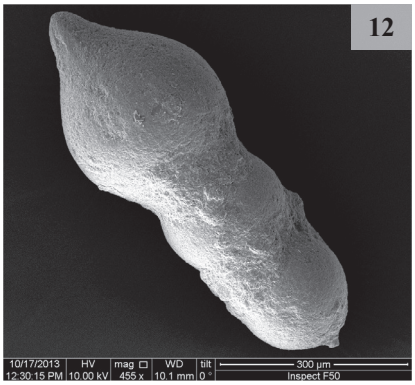


Obr. 9. *Lenticulina (Lenticulina)* ex. gr. *matutina* (d' Orbigny)

Obr. 10 – 11. *Nodosaria* ex gr. *nitidana* Brand.



Obr. 11. Detail ústia

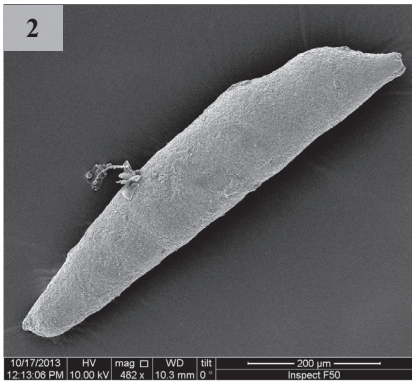


Obr. 12. *Nodosaria levifracta* Kristan-Tollmann

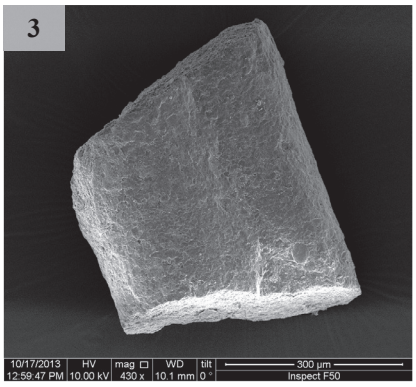
Obr. 1 – 12. Liptovský Ján. Vzorka č. 1 096.

FOTOTAB. 3

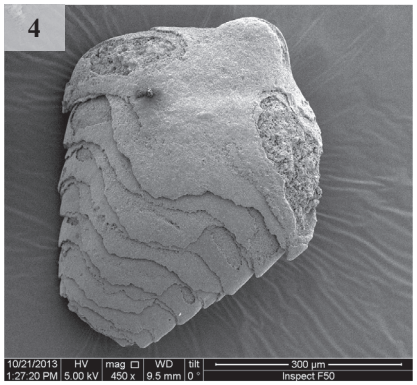
Obr. 1. *Lenticulina (Lenticulina) nauptiloides* (Bornemann)



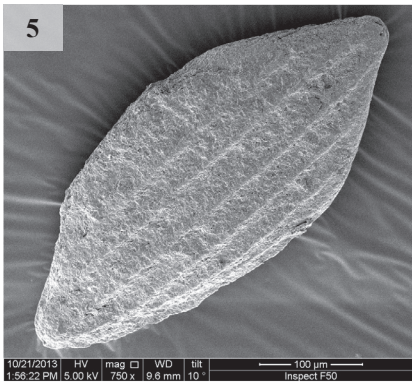
Obr. 2. *Dentalina* ex gr. *subsiliqua* Franke



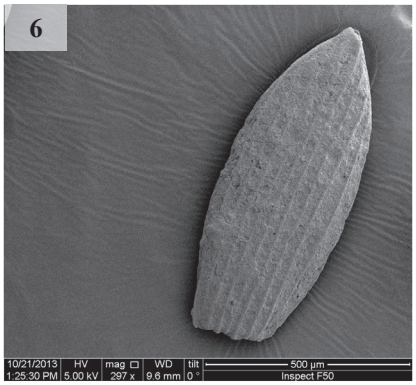
Obr. 3. *Hyperammina stabilis* Kristan-Tollmann



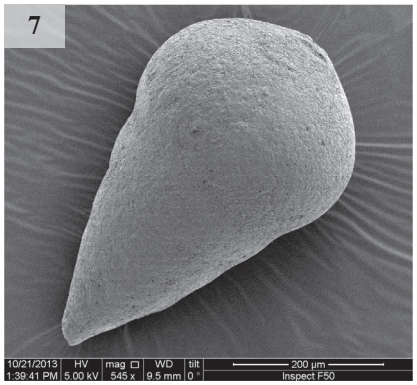
Obr. 4. *Pachyphloides infirmis* Oberhauser



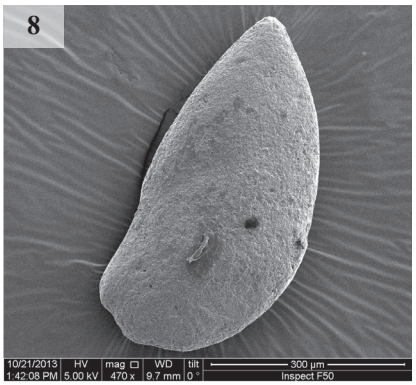
Obr. 5. *Frondicularia phylloformis* Kristan-Tollmann

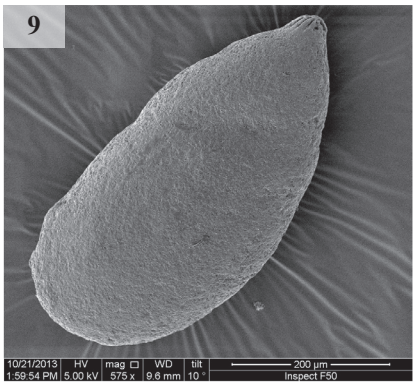


Obr. 6. *Frondicularia sulcata* Bornemann

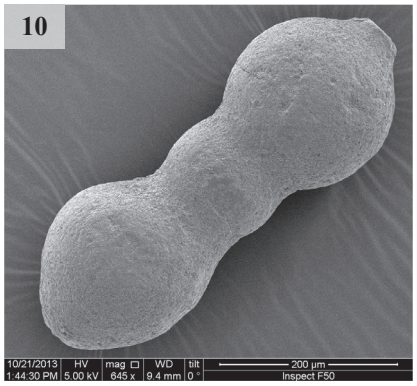


Obr. 7. *Pseudonodosaria vulgata multicamerata* (Kristan-Tollmann)

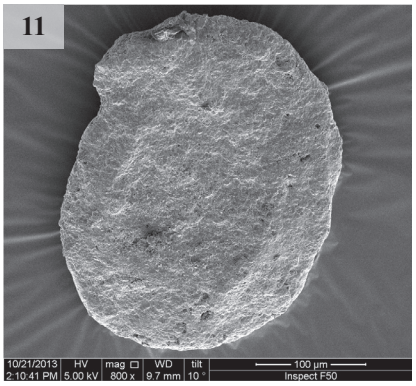




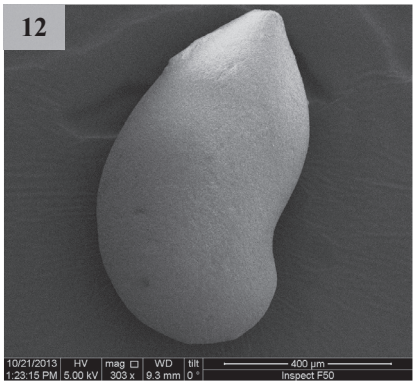
Obr. 8 – 9. *Marginulina erromena erromena* Loeblich et Tappan



Obr. 10. *Dentalina pseudomonile* Terquem



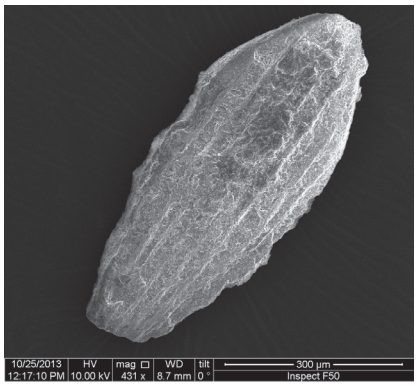
Obr. 11. *Ammodiscus* sp.



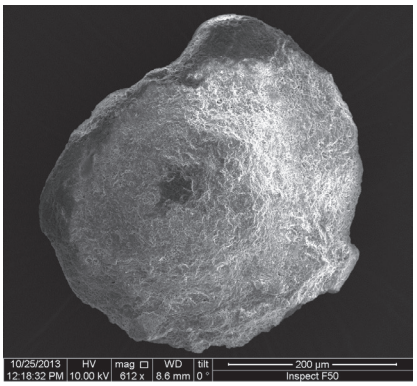
Obr. 12. *Marginulina erromena turica* Samuel

Obr. 1 – 3. Liptovský Ján. Vzorka č. 1 096.
Obr. 4 – 12. Liptovský Ján. Vzorka č. 1 095.

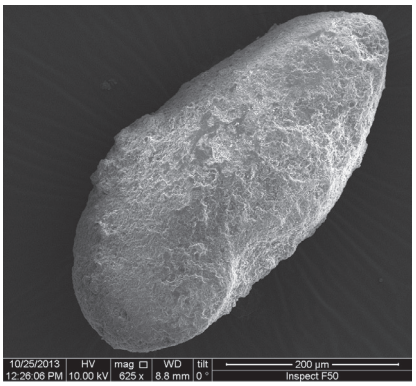
FOTOTAB. 4



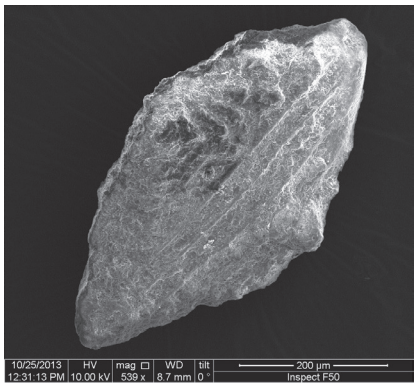
Obr. 1. *Frondicularia sulcata* Bornemann



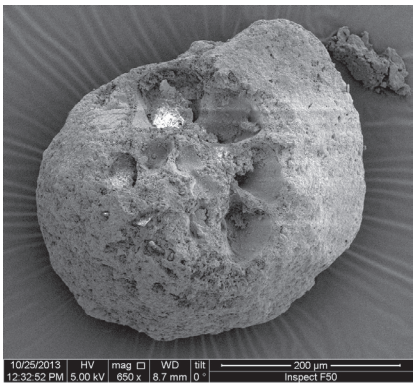
Obr. 2. *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann



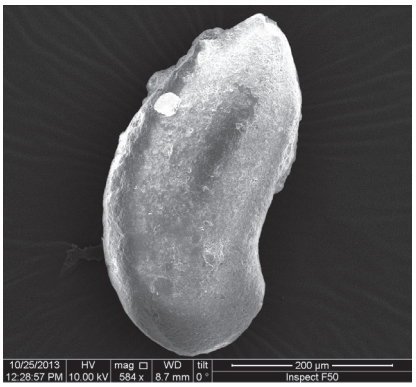
Obr. 3. *Astacolus carnicus* (Oberhauser)



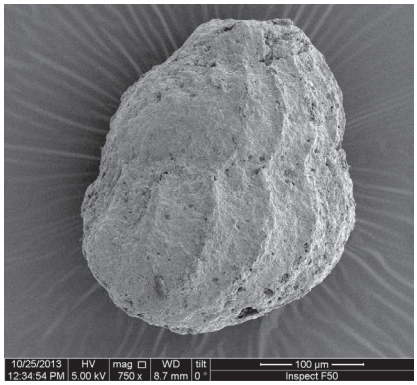
Obr. 4. *Frondicularia phylloformis* Kristan-Tollmann



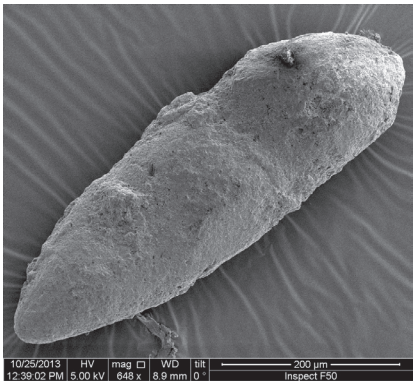
Obr. 5. *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann



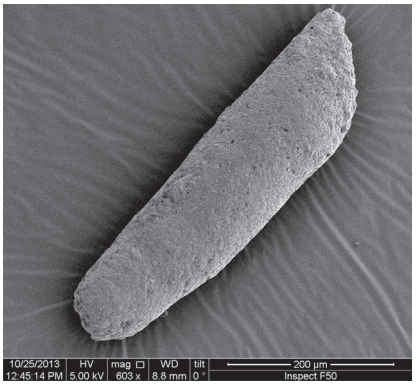
Obr. 6. *Astacolus carnicus* (Oberhauser)



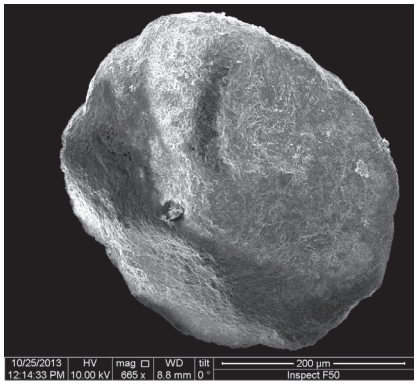
Obr. 7. *Variostoma cochlea* Kristan-tollmann



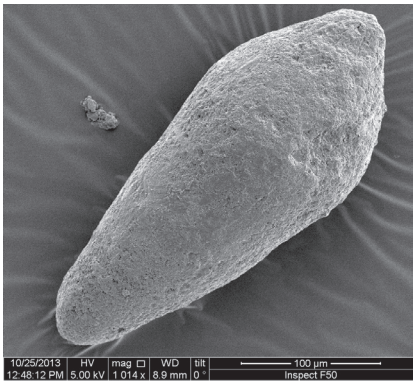
Obr. 8. *Lunucammina postcarbonica* Spandel



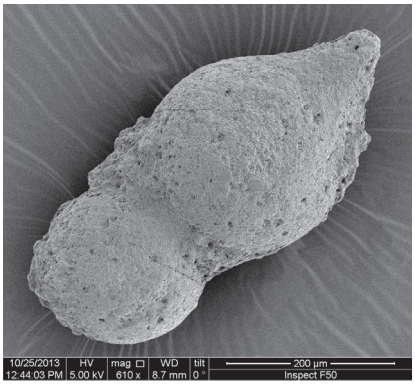
Obr. 9. *Dentalina* ex gr. *subsiliqua* Franke



Obr. 10. *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann



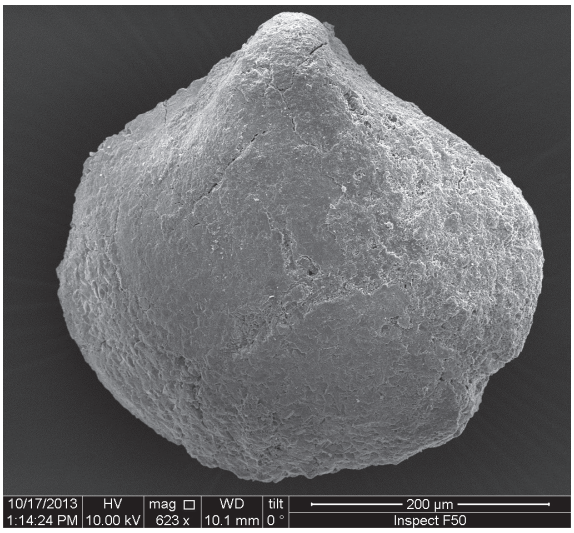
Obr. 11. *Pseudonodosaria obconica* (Reuss)



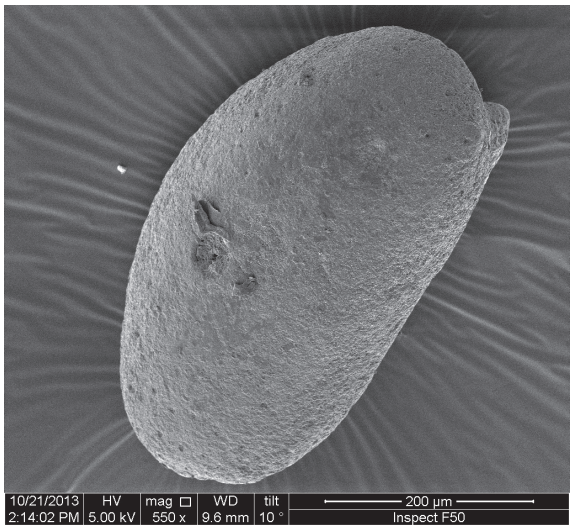
Obr. 12. *Nodosaria levifracta* Kristan-Tollmann

Obr. 1 – 3. Turík. Vzorka č. 1 116.
Obr. 4 – 8. Turík. Vzorka č. 1 117.
Obr. 9, 11, 12. Turík. Vzorka č. 1 118.
Obr. 10. Svarín. Vzorka č. 1 115.

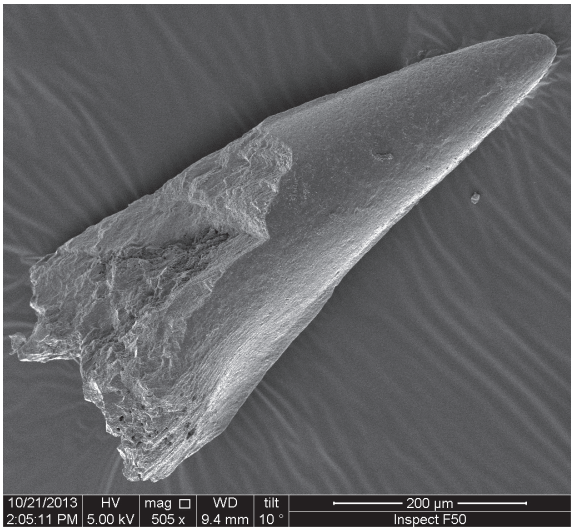
FOTOTAB. 5



Obr. 1. Ramenonožec

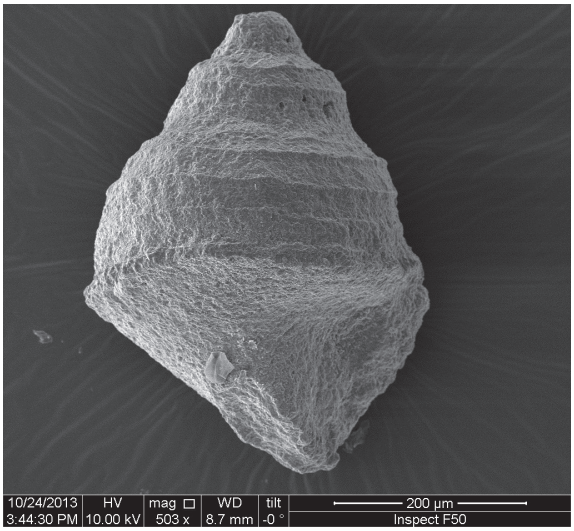


Obr. 2. *Ostracoda* div. sp.

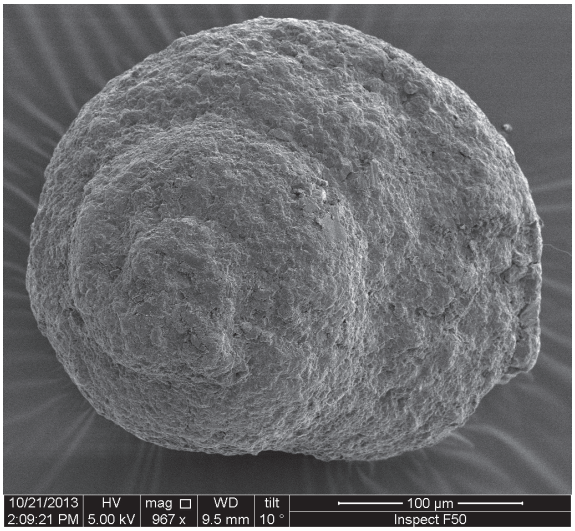


Obr. 3. Rybí zúbok

Obr. 4. Mikroulitník



Obr. 5. Mikroulitník



Obr. 6. Mikroulitník

Obr. 1, 4. Liptovský Ján. Vzorka č. 1 096.
Obr. 2, 3, 6. Liptovský Ján. Vzorka č. 1 095.
Obr. 5. Liptovská Osada. Vzorka č. 1 099.

Štruktúrna analýza v širšej oblasti muránskeho zlomu medzi Šumiacom a Tisovcom

Structural analysis in the wider zone of Muráň fault between Šumiac and Tisovec

Ondrej Pelech[1] a Balázs Kronome[1]

[1] Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04, Bratislava 11; ondrej.pelech@geology.sk

© Autori 2019. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Abstrakt. Príspevok prináša nové poznatky o krehkej a vrásovej deformácii, ktorá bola pozorovaná pri geologickom mapovaní Muránskej planiny, v priestore približne medzi obcami Šumiac a Telgárt na severe a mestom Tisovec na juhu. Územie budujú najmä stredno-, menej vrchnotriasové vápencové a dolomitové súbory, v súčasnosti zaradené do muránskeho príkrovu silicika. Príspevok je založený na výsledkoch geologického mapovania, ktorými sa zistili vrásové a zlomové štruktúry väčších rozmerov, a hlavne na nových meraniach tektonických zrkadiel. Pozorované vrásové štruktúry majú vsv.-zjz. priebeh. Vrásy dobiehajú k muránskemu zlomu pod ostrým uhlom a sú ním amputované. Pozorované zrkadlá boli rozdelené na 8 homogénnych populácií zaradených do 6 etáp: 1. najstaršie, pravdepodobne spodnoeocénne, sú smerné posuny vznikajúce počas transtenzie so smerom maximálnej kompresie ZJZ – VSV; 2. smernoposunová a kompresná deformácia pravdepodobne počas stredného eocénu viedla k vzniku sv.-jz. sinistrálnych smerných posunov a prešmykov sklonených na J až JV, ktoré vznikali pri generálne ssz.-jjv. smere maximálnej kompresie. Táto etapa zrejme predstavovala hlavnú etapu horizontálneho posunu na muránskom zlome; 3. etapu predstavuje generálne ssv.-jjz. extenzia generujúca zsz.-vjv. poklesy pravdepodobne oligocénneho veku; 4. etapu predstavuje obnovená smernoposunová deformácia generujúca ssz.-jjv. sinistrálne a v.-z. dextrálne smerné posuny pri sz.-jv. pôsobiacom maximálnom kompresnom napätí a naň kolmej tenzii, zrejme počas spodného miocénu; 5. etapu predstavuje extenzia sz.-jv. smeru prebiehajúca v mladšom bádene až sarmate (seraval), počas ktorej vznikali generálne sv.-jz. poklesy; 6. etapu, pravdepodobne najmladšiu, tvoria horizontálne sz.-jv. dextrálne smerné posuny, ktoré vznikali pri ssv.-jjz. orientovanej osi maximálnej kompresie a na ňu kolmej tenzii. Jej vek nie je jednoznačný. Môže ísť o strednomiocénnu alebo vrchnomiocénnu až pliocénnu deformáciu. K dispozícii sú primárne údaje o zistených mezoskopických zlomoch vrátane ich lokalizácie.

Kľúčové slová: vrásy, zlomy, paleonapäťová analýza, muránsky zlom, muránsky príkrov, Západné Karpaty

Abstract. This contribution brings new data about the brittle deformation and folding observed during the geological mapping of the Muráň Plateau approximately between the Šumiac and Telgárt villages on the north and Tisovec town on the south. The investigated area is built mostly by Middle Triassic and in lesser extent also Upper Triassic limestone and dolomitic complexes of the Muráň Nappe, currently considered as a part of the Silicic tectonic unit. This contribution is based on the results of geological mapping which indicates existence of largescale folds and fault structures, as well as on paleostress analysis of slickensides. The strike of observed largescale folds is ENE-WSW. The Muráň fault truncates the folds at an acute angle. Observed slickensides were divided into 8 homogenous populations assigned to 6 paleostress phases. 1st. The oldest, probably early Eocene in age, are strike-slips formed during in strike-slip regime with WSW-ENE orientation of compressional stress axis (σ_1) and perpendicular tension. 2nd. Following phase of strike-slip and transpression (represented by 3 separate slickenside populations), took place probably during middle Eocene. It is represented by NE-SW trending strike-slips and reverse faults, formed by generally NNW-SSE trending compression. This phase apparently represented the main phase of strike-slip movement of the Muráň fault. 3rd. Following phase is represented by NNE-SSW tension, occurring probably in the Oligocene. 4th. Renewed strike-slip regime, supposed to be early Miocene in age, was generated by NW-SE trending compressional stress axis and perpendicular tension. 5th. this phase is represented by NW-SE tension occurring during late Badenian – Sarmatian (Serravallian). 6th. Probably the youngest recorded phase is represented by dextral strike-slips formed during the NNE-SSW maximum compression and perpendicular tension. The age of this phase is not well constrained. It can be correlated with middle Miocene or latest Miocene to Pliocene deformation. Measured primary fault slip data, including localization coordinates are provided.

Key words: folds, faults, paleostress analysis, Muráň Fault, Muráň nappe, Western Carpathians

Úvod

Územie Muránskej planiny, ktorým sa zaoberá táto práca, tvorí podľa súčasných predstáv troska muránskeho príkrovu silicika vystupujúca nad kryštalinikom a sedimentárnym obalom južného veporika (Bystrický, 1959; Klinec, 1976; Bezák et al., 2004). Z juhovýchodnej strany je muránsky príkrov oddelený od veporického kryštalinika výraznou zlomovou líniou označovanou ako muránsky zlom (obr. 1A a B). Ten spolu s jeho juhozápadným pokračovaním, divínskym zlomom, predstavuje jeden z morfologicky najvýraznejších zlomov Západných Karpát. Prejavuje sa ako markantný fotolineament (Pospíšil et al., 1986; Pospíšil et al., 1989) a nápadná diskontinuita oddeľujúca litologicky odlišné celky budované mezozoickými karbonátmi muránskeho príkrovu od kryštalinika veporika. Zároveň oddeľuje kohútsku zónu (na JV) od kráľovohoľskej zóny (na SZ) veporika. Muránsky zlom sa výrazne prejavuje aj na geologických mapách (Hynie, 1954; Klinec, 1976; Lexa et al., 2000; Bezák et al., 2004) a zanecháva anomáliu v geofyzikálnom obraze (Pospíšil et al., 1989; Kubeš et al., 2010; Putiška et al., 2012; Madarás et al., 2012; Pašteka et al., 2017). Ide o strmý zlom sv.-jz. smeru sklonený na SZ, segmentovaný mladšími sz.-jv. zlomami (Kronome a Boorová, 2014).

Pomenovanie muránsky zlom (nem. *Murany-Dislokation* a *Muranylinie*) zaviedol Uhlig (1903) podľa rovnomennej obce v dnešnom okrese Revúca. Za jeho klasickú lokalitu sa považuje kameňolom sv. od obce Muráň (cf. Marko, 1991; Mello et al., 2002; Madarás, 2012; Plašienka et al., 2016; obr. 2B). Jeho priebeh je vďaka kontrastnému litologickému zloženiu a výraznej morfológii dobre sledovateľný v celom úseku medzi Telgártom a Tisovcom. Drobnoštruktúrnym výskumom a interpretáciou kinematiky muránskeho zlomu sa zaoberal Marko (1991, 1993a), ktorý rozoznáva 3 kompresné paleonapäťové udalosti. Tieto výskumy sa ďalej dopĺňali a aktualizovali (Vojtko, 2003; Marko a Vojtko, 2006; sumarizoval Plašienka et al., 2016).

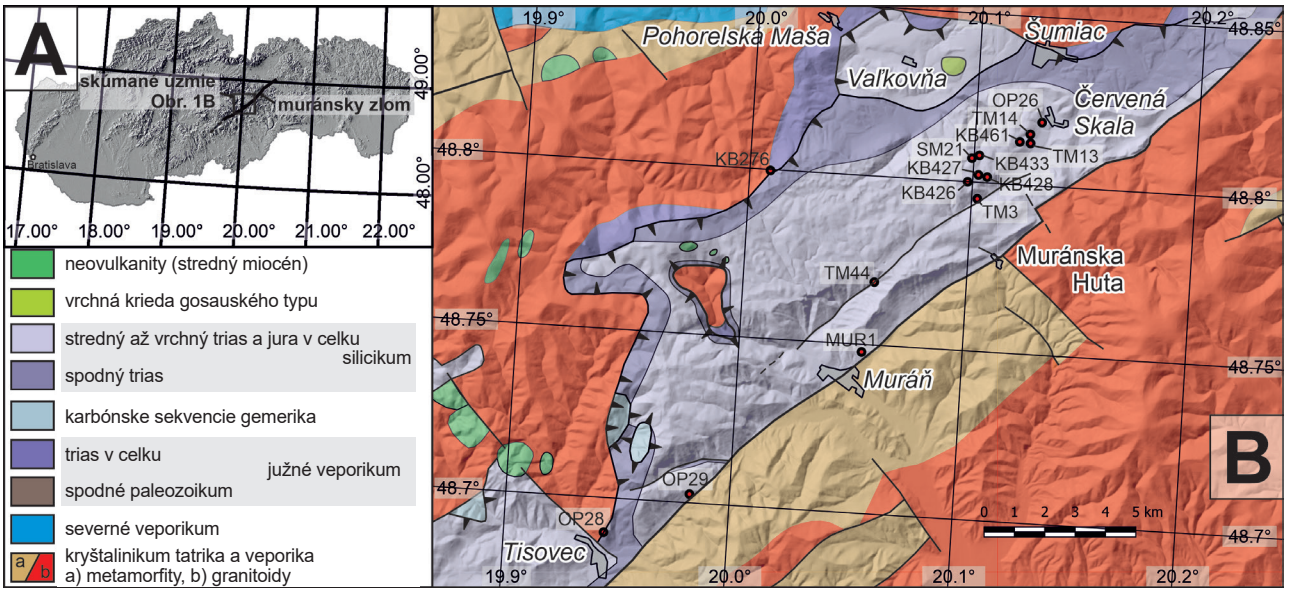
Územie má komplexnú polyštadiálnu geologickú históriu odrážajúcu zmeny paleonapäťového poľa a rotáciu blokov Západných Karpát v priebehu paleogénu a miocénu. Najstaršie horniny v skúmanom území predstavujú kryštalinické horniny južného veporika vystupujúce v oblasti tektonického okna Hrdzavej doliny v podloží muránskeho príkrovu a jv. od muránskeho zlomu. Ide prevažne o hercýnske granity a migmatity (Klinec, 1976; Vojtko et al., 2000) a tzv. muránske ortoruly (Kováčik et al., 2001; Gaab et al., 2006). V ich nadloží vystupuje redukovaný sled silne premenenej obalovej jednotky južného veporika (föderatská jednotka) tvorený spodnotriasovými kremencami a sivými kremitými fylitmi, miestami aj s reliktmi metakarbonátov až mramorov. V nadloží veporika sa vo veľmi obmedzenom rozsahu môže nachádzať tektonická šupina karbónskej furmaneckej jednotky korelovaná s gemerikom (Plašienka a Soták, 2001). V literatúre sa uvádza aj tzv. spodný muránsky príkrov s afinitou skôr k hroniku (cf. Havrila, 1997 ex Vojtko et al., 2015), ktorého existenciu nateraz nie je možné jednoznačne potvrdiť.

Hlavnú masu Muránskej planiny buduje muránsky príkrov silicika, ktorý je od podložných jednotiek oddelený nepravidelne hrubým telesom tektonitov – kataklazitov a brekcií (rauvakov; pozri napr. Milovský et al., 2003). Vyššie sa nachádzajú okrové a hrdzavé piesčité bridlice (bódvaszilašské súvrstvie) a tenkodoskovité tmavé piesčité vápence (szinské súvrstvie). Nad nimi ležia tmavosivé vápence a menej dolomity gutensteinského súvrstvia spodnoaniského veku (egej – bityn). Vyšší anis (pelsón – ilýr) reprezentuje komplex tmavých organodetritických gaderských a annaberských a svetlých organodetritických steinalmských vápencov (Kronome et al., 2017). Väčšinu skúmaného územia budujú hlavne ladinské svetlosivé organodetritické wettersteinské vápence, ktoré vo vyšších partiách súvrstvia prechádzajú do komplexu dolomitov. V oblasti Tesnej skaly od Hradného vrchu v Muráni až po Dlhý vrch sú známe vrchnotriasové súvrstvia: hlavný dolomit, tisovský a dachsteinský vápenec, ojedinele aj vápence rétskeho veku a vzácne môžu byť zachované aj jurské súvrstvia.

Táto práca podáva krátku informáciu o pozorovaniach vrásových a krehkých štruktúr evidovaných pri geologickom mapovaní v oblasti mapových listov 36-24-15, 36-24-20, 36-24-25, 37-13-06, 37-13-07, 37-13-11, 37-13-16 a 37-13-02, približne medzi obcami Šumiac a mestom Tisovec (obr. 1).

Metodika

Geologické výsledky prezentované v tejto práci sa opierajú o štandardné techniky geologického mapovania. Interpretácia kinematického charakteru mezoskopických zlomov – tektonických zrkadiel – sa opiera o pozorovania získané počas geologického mapovania skúmaného



Obr. 1. A – Poloha skúmaného územia v rámci Slovenska s vyznačením muránskeho zlomu. Skúmané územie (obr. 1B) je vyznačené obdĺžnikom. B – Detail skúmaného územia (mapa podľa Bezáka et al., 2004, upravené) s vyznačenými študovanými lokalitami (súradnice GPS pozri v tab. 1).

Fig. 1. A – Location of the investigated area in Slovakia with marked Muráň Fault. Investigated region marked by rectangle (Fig. 1B). B – Detail of investigated territory (modified map according to Bezák et al., 2004) with marked studied sites (for GPS coordinates see Tab. 1).

Obr. 2. A – Muránsky zlom prechádzajúci dolinou medzi Muránskou Hutou a Muráňom, pohľad približne na JJZ. Celky na vzdialenejšej strane doliny buduje kryštalinikum veporika, celky situované bližšie sú budované mezozoickými karbonátovými sekvenciami silicika. B – Prejav muránskeho zlomu v kameňolome pri obci Muráň (rok 2015). Kontakt ortorúl veporika (1) pravdepodobne spodnopaleozoického veku a triasového wettersteinského a/alebo hlavného dolomitu (2) silicika. Zlom je prekrytý kvartérnymi muránskymi brekciami (3). C – Defilé s obnaženým tektonickým zrkadlom veľkých rozmerov v záreze cesty južne od lokality Škulová v závere doliny Zlatnica (bod SM21). Zrkadlo Z146/40°; striácie L172/50°; javí známky prešmykovej aj poklesovej etapy pohybu.

Fig. 2. A – Course of the Muráň Fault in the valley between Muránska Huta and Muráň villages, view approx. to SSE. Hills on the remote side of the valley are built by the Veporic crystalline basement, more closely situated slopes are built by the Mesozoic carbonates of the Silicicum. B – The Muráň Fault in the quarry near Muráň Village. Contact of the Veporic orthogneiss (1) of probably early Paleozoic age with the Triassic Wetterstein and/or Main Dolomite (2) belonging to the Silicicum. Fault is overlapped by Quaternary Muráň breccia (3). C – Road cut south of Škulová locality in the end of the Zlatnica Valley (site SM21) with exposed large-scale slickenside. Fracture plane Z146/40°; slip line L172/50°; appears signs of inverse as well as dip slip activity.

regiónu v rokoch 2012 až 2019. Kinematický charakter bol interpretovaný na základe štandardných kritérií analýzy krehkej deformácie (napr. Petit, 1987; Allmendinger et al., 1989; Marko, 1993b, 2000; Doblas, 1998; Vojtko a Marko, 2006). Pri interpretácii paleonapäťových udalostí na základe princípu veľkostnej invariancie možno predpokladať, že tektonické zrkadlá (mezoskopické zlomy) sú odrazom dynamiky megaskopických (mapových) zlomov. Pri ich interpretácii sa zároveň pracuje s predpokladom, že ide o novotvorené zlomy. Ich následné zobrazenie sa robilo Angelierovou metódou (Angelier, 1994), manuálne zatriedenie do populácií a grafické výstupy boli vytvorené pomocou softvéru WinTensor metódou Right Dihedron (RD; Delvaux et al., 1997; Dalvaux a Sperner, 2003). Namerané údaje aj ich interpretácie sa uvádzajú v dnešných súradniciach a nezohľadňujú kenozoické rotácie (cf. Márton et al., 2015).

Napriek absencii pozorovaní tektonických zrkadiel v rôznych stratigrafických horizontoch, predovšetkým v mladších kenozoických sedimentoch a vulkanitoch, bola postupnosť jednotlivých paleonapäťových udalostí vypracovaná na základe priameho pozorovania superpozície zrkadiel a konfrontácie s doterajšími poznatkami známymi z literatúry (Marko, 1993a; Nemčok et al., 1998; Fodor et al., 1999; Hók et al., 2000; Sperner et al., 2002; Marko a Vojtko, 2006; Sůkalová et al., 2012; Vojtko et al., 2010; Plašienka et al., 2016).

Výsledky

Celky muránskeho príkrovu silicika sú generálne monoklinálne sklonené (sklon menej ako 45°) na JV (obr. 3). Priebeh smerov vrstiev naznačuje orientácia skonštruovaných B-osí veľkorozmerných vrás v smere SV – JZ, teda skracovanie generálne v smere SZ – JV. Náznaky vrásovej synklinálno-antiklinálnej stavby vyplývajú aj z mapového obrazu (obr. 4 a 5). Najlepšie viditeľná je veľká synklinálna štruktúra od sedla Javorinka po hrad Muráň v.-z. až vsv.-zjz. smeru, z ktorej v oblasti Mokrej poľany vybočuje na ZJZ viac otvorená synklinála (cf. Kronome a Boorová, 2014). V oblasti Župkovej Magury-Stračaníka (j. od Červenej Skaly) sa mapovaním zistila antiklinálna štruktúra, ktorej priebeh na SZ od zlomovej línie Suchý dol – Trsteník, teda v oblasti doliny Zlatnica, je menej evidentný. Ďalšia

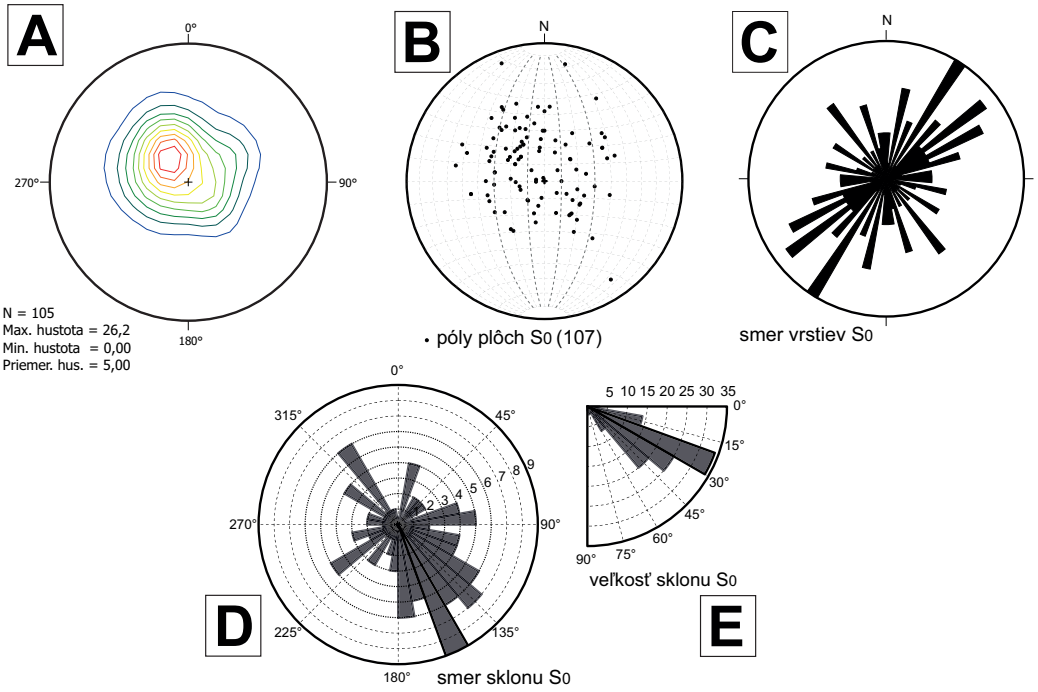
menšia vrásová štruktúra sa zistila v hrebeňovej časti masívu Strelnice sv. od Tisovca. Veľkorozmerné vrásy v masívoch Tesnej skaly a Župkovej Magury sú uťaté muránskym zlomom pod uhlom zhruba 10 – 15°. Mezoskopické vrásy boli v skúmanom regióne ojedinelé. Merania použité v tejto práci pochádzajú z ortorúl v opustenom lome na SV od Muráňa (obr. 4B).

Paleonapäťová analýza sa opiera o 126 zdokumentovaných tektonických zrkadiel pozorovaných v mezozoickej sekvencii muránskeho príkrovu silicika (obr. 6, 7 a 8) na 9 lokalitách (obr. 1 a 7), z toho 42 zrkadiel nebolo možné zaradiť do žiadnej zo zistených populácií pri dodržaní metodických kritérií 6 zrkadiel v populácii. Výsledky meraní potvrdzujú dva dominantné smery zrkadiel. Najčastejšie boli zrkadlá generálne ssv.-jjz. smeru, ktorý má asi 10° odklon od priebehu muránskeho zlomu. Smer zhodný s mapovým priebehom muránskeho zlomu (zhruba 45 – 55° na SV) nie je medzi meranými zrkadlami nijako výrazný. Druhé maximum smeru meraných zrkadiel SSZ – JJV je vyjadrením mladších naložených štruktúr. Väčšina zrkadiel je sklonená strmo, pričom najpočetnejšie sú smerné a šikmé posuny. Relatívne často sa však vyskytujú aj poklesy a prešmyky a tvoria pomerne homogénne populácie.

Tektonické zrkadlá možno rozdeliť na 8 homogénnych populácií (obr. 7):

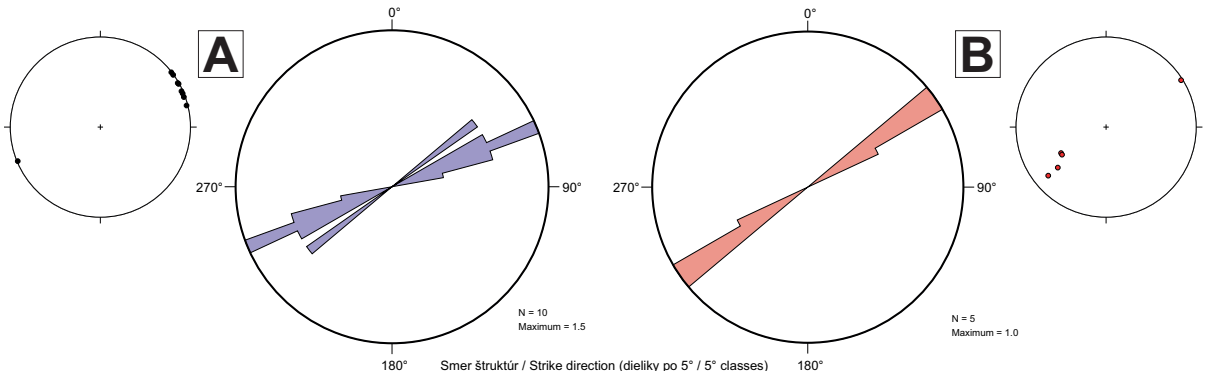
1. Za pravdepodobne najstaršie je možné považovať sz.-jv. sinistrálne a lokálne aj sv.-jz. dextrálne smerné posuny vznikajúce pri zjz.-vsv. kompresii a ssz.-jjv. tenzii v smernoposunovom režime. Túto populáciu reprezentuje 10 zrkadiel pozorovaných na 4 lokalitách (obr. 7).

Nasledujúce 3 paleonapäťové udalosti sa vyznačujú rovnakým, generálne ssz.-jjv. smerom kompresie.



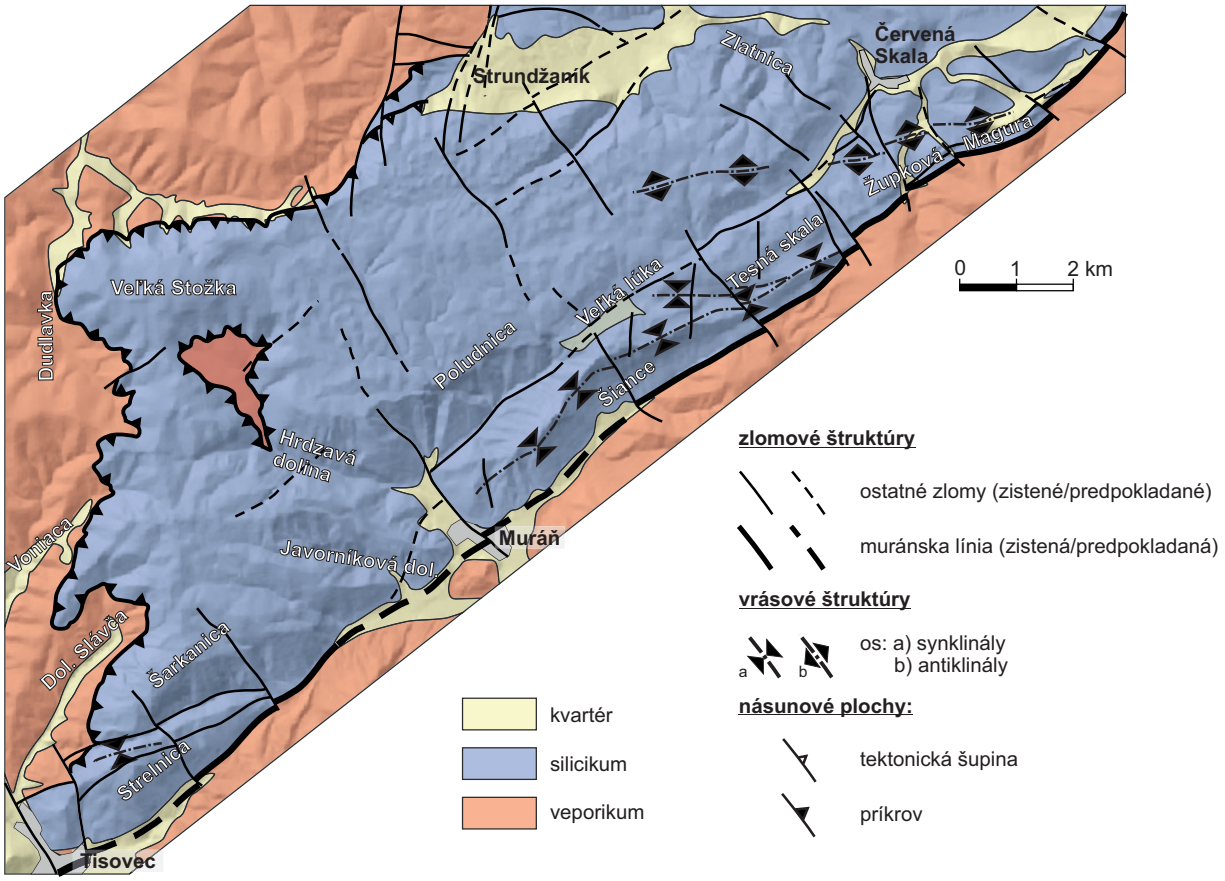
Obr. 3. Orientácia vrstvovitosti mezozoickej sekvencie muránskeho príkrovu: A – kontúrový diagram pólov plôch vrstvovitosti (S0), B – póly plôch S0, C – smer vrstvovitosti S0, D – smeru sklonu S0, E – veľkosť sklonu S0.

Fig. 3. Bedding attitudes in the Mesozoic sequence of the Muráň nappe: A – poles of bedding planes, B – poles to bedding planes, C – strike of bedding, D – dip direction, E – dip.



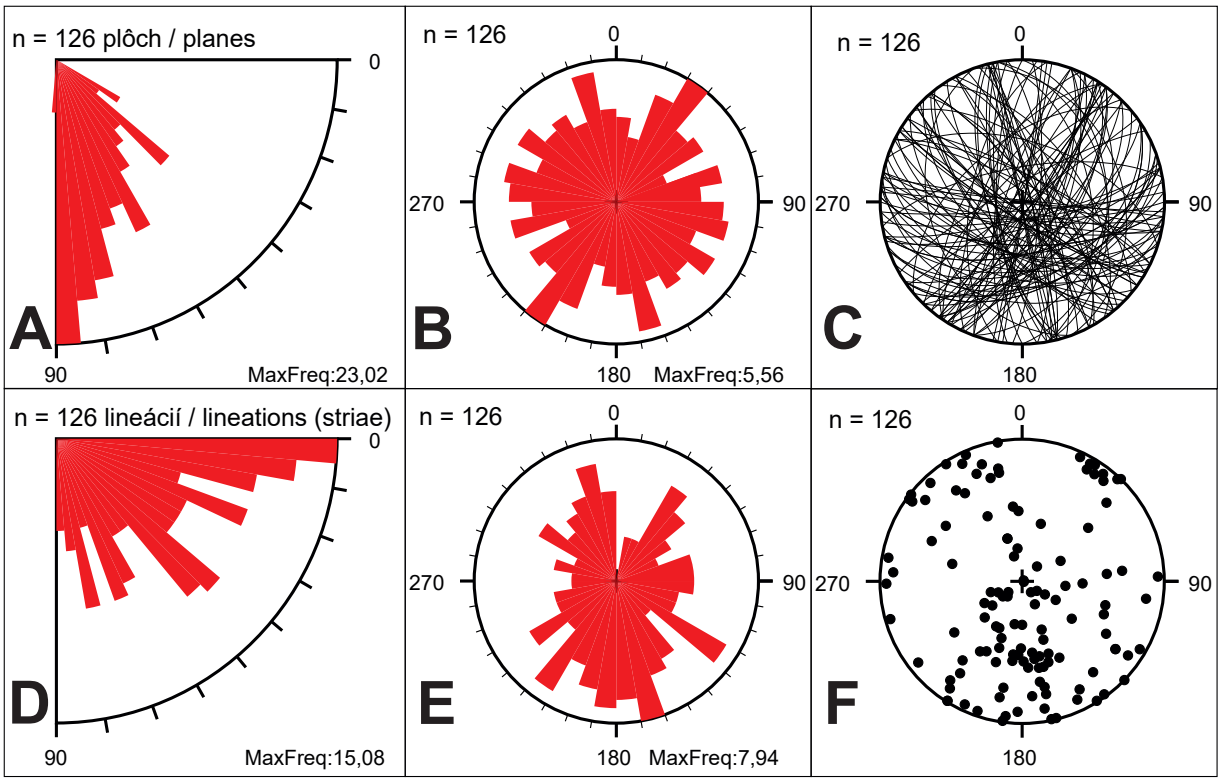
Obr. 4. Stereogramy bodov a ružicové diagramy B-osí vrás: A – B-osi megaskopických vrás v mezozoickej sekvencii muránskeho príkrovu, B – B-osi pozorované v horninách kryštalinika veporika v opustenom lome pri Muráni.

Fig. 4. Stereograms of point and rose diagrams of fold B-axis: A – B-axis of megascopic folds in the Mesozoic sequence of the Muráň nappe, B – B-axis observed in the Veporic crystalline basement rocks in the Muráň quarry.



Obr. 5. Štruktúrna schéma muránskeho príkrovu medzi Tisovcom a Červenou Skalou s vyobrazením vrásových štruktúr.

Fig. 5. Structural scheme of Muráň nappe between Tisovec and Červená Skala with marked fold structure.



Obr. 6. Štatistika orientácie nameraných mezoskopických zlomov – tektonických zrkadiel (n = 126): A – veľkosť sklonu zlomových plôch, B – smer tektonických zlomových plôch, C – stereogram zlomových plôch, D – sklon striácií, E – azimut striácií, F – stereogram striácií.

Fig. 6. Statistics of measured meso-scale faults orientation – slickensides (n = 126). A: Dip angle of slickenside planes, B: Strike direction of slickenside planes, C: Fault plane stereonet, D: Plunge angle of striae lines, E: Azimuth of striae lines, F: Stereonet of striae lines.

Obr. 7. Stereogramy nameraných zrkadiel na jednotlivých lokalitách, rozdelené na jednotlivé populácie usporiadané do tabuľky. Homogénne populácie zrkadiel s vypočítanými osami hlavných napätí sú v prvom riadku. Lokalizáciu pozri na obr. 1 a v tab. 1. Dáta meraní sú uvedené v tab. 2.

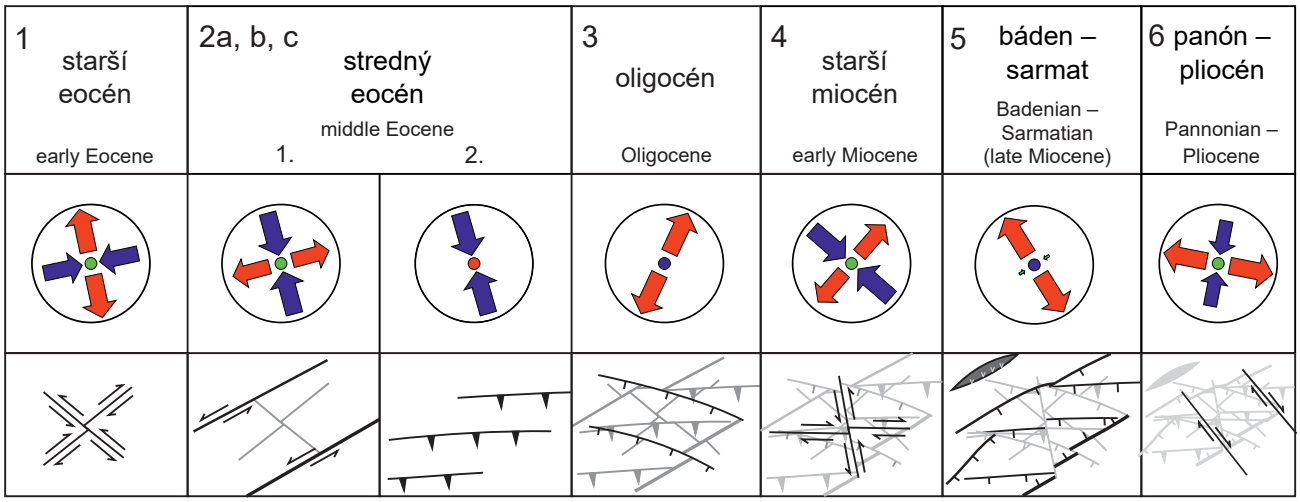
Fig. 7. Stereograms of measured slickensides on each locality divided into separate populations organized in table. Homogeneous populations of slickensides with calculated main principal stress axes are listed in the first row of the table. For localization see Fig. 1 and Tab. 1. Data are summarized in Tab. 2.

2. a) Táto populácia pozostáva zo sv.-jz. orientovaných sinistrálnych horizontálnych posunov, strmo sklonených na JV. Predstavuje ju 16 zrkadiel zaznamenaných na 4 lokalitách (obr. 7). Zrkadlá vznikli v smernoposunovom režime s osou maximálnej kompresie (σ1) v smere SSZ – JJV a tenziou (σ3) v smere VSV – ZJZ. Spolu s etapou 2b predstavuje obdobie hlavného sinistrálneho posunu na zlome.
   b) Zrkadlá tejto populácie, podobne ako pri 2a, predstavujú sv.-jz. orientované sinistrálne horizontálne posuny, ale so sklonom strmo na SZ. Ide o pomerne slabo zdokumentovanú udalosť reprezentovanú 6 zrkadlami evidovanými na 4 lokalitách (obr. 7). Takto orientované zrkadlá vznikali v smernoposunovom režime v napäťovom poli podobnom etape 2a. Ich zaradenie do populácie 2a nie je z geometrického hľadiska možné. Preto sa považujú za jednu z podetáp deformácie pri podobne orientovanom napäťovom poli.
   c) Prešmyky generálne sklonené na JV sú podľa terénnych pozorovaní mladšie ako zrkadlá fázy 2a, ktoré pretínajú. Spolu s predchádzajúcou etapou však tiež vznikali pri generálne ssz.-jjv. kompresii. Tvoria skupinu 10 zrkadiel evidovaných na 4 lokalitách (obr. 7). Zlomy tejto generácie boli neskôr reaktivované pri výzdvihu počas 5. etapy ako poklesy. Vidno to aj na viacerých pozorovaných tektonických zrkadlách, ktoré sa na pôvodných prešmykových plochách javili ako kinematické indikátory pri oboch zmysloch pohybu (napr. obr. 2C).
3. Zsz.-vjv. poklesové zlomy s generálnym sklonom na JJZ predstavujú mladšiu etapu extenzie reprezentovanú 11 zrkadlami na 3 lokalitách (obr. 7). Poklesy pretínajú staršie zrkadlá etapy 2a.
4. Obnovenie smernoposunovej deformácie predstavujú ssz.-jjv. orientované sinistrálne a k nim párové, generálne v.-z. orientované dextrálne smerné posuny vznikajúce pri maximálnej kompresii sz.-jv. smeru a extenzii sv.-jz. smeru. Populácia pozostáva z 10 zrkadiel evidovaných na 4 lokalitách (obr. 7).
5. Extenzia ssz.-jjv. smeru sa prejavila vznikom sv.-jz. orientovaných poklesových zlomov. K tejto etape možno priradiť 11 zrkadiel evidovaných na 3 lokalitách (obr. 7). Na viacerých miestach možno zrkadlá tejto etapy pozorovať na reaktivovaných plochách starších násunových zrkadiel etapy 2c.
6. Dextrálne sz.-jv. až s.-j. zrkadlá, strmo sklonené na JZ a Z, zodpovedajú smernoposunovej udalosti s osou hlavného kompresného napätia orientovanou v smere SSV – JJZ a osou maximálnej tenzie orientovanou v smere VJV – ZSZ. Populáciu tvorí 9 zrkadiel evidovaných na 5 lokalitách (obr. 7).

Interpretácia a diskusia

Evidované vrásové deformácie (obr. 4 a 5) v horninách muránskeho príkrovu a veporickom kryštaliniku majú podobnú orientáciu. Možno ich interpretovať ako kulisovité (*en echelon*) štruktúry vznikajúce pri transpresii na muránskom zlome (Plašienka, 1983; Marko, 1993a). Synklinála v oblasti Muránska Huta – Javorinka, ako aj predpokladaná antiklinála v oblasti Župkovej Magury sú amputované muránskym zlomom. Ich neskoršiu amputáciu muránskym zlomom možno jednoducho vysvetliť ako dôsledok progresívnej deformácie. Geologické profily (Kronome a Boorová, 2014) naznačujú zostrmenie juhovýchodného ramena megavrás popri muránskom zlome pri neskoršom (miocénnom) tiltingu blokov pri výzdvihu. Nemožno vylúčiť ani to, že by všetky alebo ich časť mohli byť staršie ako muránsky zlom (teda predeocénne) a mohli by súvisieť so skracovaním pri presune príkrovu v kriede.

Exaktné vekové zaradenie jednotlivých paleonapäťových etáp je vzhľadom na chýbanie stratigrafickej kontroly v skúmanej oblasti problematické. Relatívne datovanie bolo možné iba pri niektorých etapách. Autori sa však opierali o regionálne súvislosti, staršie štruktúrne výskumy z tohto regiónu (Marko, 1993a; Vojtko, 2003; Vojtko et al., 2010; Plašienka et al., 2016), ako aj poznatky z okolitých regiónov (Jiříček, 1979; Nemčok et al., 1998; Fodor et al., 1999; Hók et al., 2000; Sperner et al., 2002; Marko a Vojtko, 2006; Sůkalová et al., 2012; Fodor, 2019). V prípade oblasti muránskeho príkrovu a okolitého veporického



Obr. 8. Prehľad vývoja paleonapäťového poľa v skúmanej oblasti.

Fig. 8. Summary table of paleostress field evolution in the investigated region.

kryštalinika sú z hľadiska interpretácie tektoniky dôležité aj FT údaje vyjadrujúce časové aspekty exhumácie a tektonicko-termálny vývoj tejto oblasti (Vojtko et al., 2016).

Tektonické zrkadlá jednoznačne predeocénneho veku neboli v skúmanom regióne pozorované.

Zaradenie smerných posunov populácie 1 (obr. 7 a 8) do spodného eocénu je založené na regionálnych súvislostiach a predchádzajúcich výskumoch (Vojtko, 2003; Sůkalová et al., 2012; Plašienka et al., 2016). Iné výskumy interpretovali vek takto orientovaných zlomov aj ako vrchný miocén – pliocén (Marko a Vojtko, 2006).

Populácie 2a, 2b a 2c sa považujú za strednoeocénne (obr. 7 a 8) a vzhľadom na zhodnú orientáciu osí maximálnej kompresie (σ_1) ssz.-jjv. smeru súvisia s tou istou paleonapäťovou etapou. Populácie 2a a 2b tvorené sv.-jz. orientovanými sinistrálnymi smernými posunmi je nutné z geometrického hľadiska od seba oddeliť pre rozdiel v sklone zlomov, ktoré geometricky nemohli vznikať pri tej istej udalosti. Môžu predstavovať prechod medzi čisto smernoposunovým režimom a transpresiou. Poradie populácií 2a a 2b bolo zvolené konvenčne a môže byť aj opačné. K najvýraznejším smerným posunom na muránskom zlome došlo zrejme v priebehu etáp 2a a 2b počas stredného eocénu. Marko (1993a) pri výskume nenachádzal krehkú deformáciu súvisiacu so smerným posunom na muránskom zlome v bádenských vulkanitoch, ktoré prekrývajú južné pokračovanie zlomovej zóny. Smerné posuny tejto etapy pritom nepostihujú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu (Marko, 1993a; Vojtko, 2003). Terénne pozorovania zároveň naznačujú, že zrkadlá populácie 2c (prešmyky) sú mladšie ako 2a (smerné posuny), preto nepredpokladáme ich predeocénny vek, o ktorom by inak bolo možné uvažovať.

So sinistrálnymi posunmi súvisia pravdepodobne aj zjz.-vsv. orientované vrásové štruktúry v muránskom príkrove (Marko, 1993a). Proti takejto interpretácii ako vrás *en echelon* popri horizontálne posuvnom zlome nemožno namietať. Podporujú ich aj ďalšie pozorovania z oboch koncov muránsko-divínskeho zlomového systému (Plašienka, 1983).

Vekové zaradenie poklesových zrkadiel 3. etapy (obr. 7 a 8) je problematické. Možno ich priradiť k extenzii oligocénneho veku zaznamenanej v oblasti stredného Slovenska, rovnako, ako uvádzajú Plašienka et al. (2016), alebo k (?)otnansko-spodnobádenskej (Vojtko, 2003), resp. spodnomiocénnej extenzii (Sůkalová et al., 2012). Zrkadlá tejto etapy môžu zodpovedať v.-z. poklesom evidovaným na Strundžaníku.

Populácia smerných posunov 4. etapy najpravdepodobnejšie vznikla počas spodného miocénu (cf. Plašienka et al., 2016). Nie je však vylúčené, že zrkadlá mohli byť súčasné s predchádzajúcou etapou, resp. mohli na ňu plynule nadviazať. Sinistrálne ssz.-jjv. zrkadlá by mohli byť prejavom s.-j. zlomov *en echelon* medzi muránskym zlomom a zlomom Suchý dol – Trsteník. Mohli by zodpovedať aj zlomom pozorovaným v Rácove.

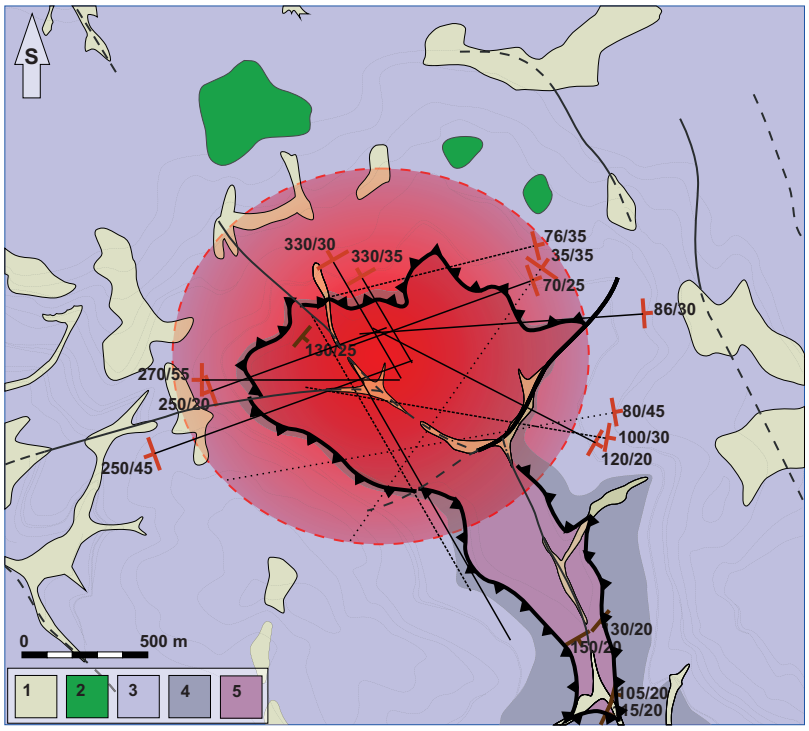
Poklesové zrkadlá zaradené do 5. etapy je možné dobre korelovať s extenziou, ktorá postihla oblasť v období bádenu až sarmatu (Sperner et al., 2002; Plašienka et al., 2016), keď bol umiestnený tisovský intruzívny komplex, a bola súčasná s vulkanizmom v priestore tzv. veporského stratovulkánu (cf. Konečný et al., 2015). Možno predpokladať, že pozorované znaky kupolovitého výzdvihu v závere Hrdzavej doliny (diskutované ďalej) majú rovnaký vek.

Časové zaradenie dextrálnych smerných posunov sz.-jv. až ssz.-jjv. smeru etapy č. 6 nie je jednoznačné. Na základe korelácie so staršími výskumami (Marko a Vojtko, 2006) a analogickej orientácie napäťového poľa (Vojtko, 2003; Plašienka et al., 2016) je možné považovať ich za panónske až pliocénne alebo strednomiocénne (Sůkalová et al., 2012).

V oblasti Muráňa je muránsky zlom prekrytý kvartérnymi muránskymi brekciami (Ložek, 1960), ktoré nie sú krehko porušené. Napriek tomu, že v nich krehké porušenie nebolo pozorované, s touto zónou je možné spájať seizmickú aktivitu, kvôli ktorej niektorí autori považujú zlom za potenciálne (neotektonicky) aktívny (Madarás et al., 2012). Preukázateľne neotektonický charakter (sensu Hók et al., 2000) pozorovaných zrkadiel nebolo možné potvrdiť. Neotektonickú reaktiváciu niektorých starších štruktúr však nemožno vylúčiť. Viaceré fenomény zistené mapovaním, ako sú mimoriadne vysoko položené terasy, veľká gravitačná aktivita svahov, úlomky kryštalinika v kvartérnom pokryve planiny (Orvoš a Orvošová, 2012) a pod., poukazujú na dosiaľ podceňované veľmi mladé (?pliocénno-kvartérne) vertikálne pohyby.

Interpretované údaje naznačujú zdanlivú rotáciu paleonapäťových osí. Na základe poznatkov z paleomagnetických meraní zo Západných Karpát a okolitých regiónov je však zrejmé, že nerotovali paleonapätia, ale Alcapa a bloky, ktoré ju budujú (napr. Márton et al., 2015; Fodor et al., 1999; Fodor, 2019). Významnejšie horizontálne rotácie muránskeho príkrovu zatiaľ neboli preukázané. Nie je preukázaný ani ich vplyv na interpretácie smerov meraných štruktúr alebo interpretovaných paleonapäťových osí. Interpretované smery paleonapätí vyjadrujú ich dnešnú orientáciu. Kvôli odhadu pôvodných smerov alebo paleogeografickým úvahám je nutné zohľadniť paleogénnu aj miocénnu rotáciu v smere hodinových ručičiek, t. j. odrotovať paleonapätia späť.

Počas mapovacích prác v závere Hrdzavej doliny sa zistil lokálny štruktúrny fenomén prejavujúci sa sklonmi vrstvovitosti prevažne gutensteinského a steinalmského súvrstvia po obvode tektonického okna Hrdzavej doliny radiálne von z doliny (obr. 9). Pozorovania vrstvovitosti naznačujú domatickú, resp. (brachy)antiklinálnu štruktúru s centrom zhruba v oblasti kóty Sedlo, ktorá sa nachádza uprostred záveru Hrdzavej doliny. Je budovaná kryštalinikom veporika, niekedy aj so zachovanými útržkami obalovej jednotky föderatského typu. Príčina tohto fenoménu je neznáma. Keďže apatitové a U-Th/He *fission-trackové* údaje z Hrdzavej doliny indikujú vrchnokriedové až spodnoeocénne veky (Králiková, 2013; Vojtko et al., 2016) a z oblasti sú známe aj plytké pripovrchové intrúzie strednomiocénnych vulkanitov (Konečný et al., 2015), o vekovom zaradení tohto fenoménu nie je v súčasnosti možné jednoznačne rozhodnúť.



Obr. 9. Sklony mezozoických sekvencií v bezprostrednom okolí tektonického okna v závere Hrdzavej doliny poukazujúce na kupolovitý výzdvih. Červenou farbou je vyznačený predpokladaný rozsah kupolovitej štruktúry. 1 – kvartérne sedimenty, nečlenené; 2 – miocénne vulkanity a pripovrchové intrúzie; 3 – mezozoické sekvencie muránskeho príkrovu, nečlenené; 4 – rauvaky; 5 – veporikum, nečlenené.

Fig. 9. Dip of the Mesozoic sequences in the vicinity of the Hrdzavá dolina window suggesting a domatic uplift. 1 – Quaternary sediments undivided; 2 – Miocene volcanic rocks and shallow intrusions; 3 – Mesozoic sequences of Muráň nappe, undivided; 4 – Rauhwackes – cataclasites; 5 – Veporic crystalline basement and cover undivided.

Záver

V priebehu terénneho geologického výskumu a mapovania Muránskej planiny približne v oblasti medzi obcami Telgárt, Šumiac a mestom Tisovec (obr. 1 a 5) pri štúdiu mezozoickej sekvencie muránskeho príkrovu, v súčasnosti považovaného za súčasť silicika, boli identifikované viaceré štruktúrne fenomény poukazujúce na viacetapovú deformáciu telesa príkrovu.

Megaskopické vrásy generálne vsv.-zjz. smeru sú prítomné v oblasti Župkovej Magury, medzi Tesnou skalou a Muránskym hradom a severne od masívu Strelnice (obr. 4 a 5). Časť týchto vrás dobieha k muránskemu zlomu pod ostrým uhlom a je ním amputovaná. Interpretácia veku týchto vrás nie je jednoznačná. Môže ísť buď o staršie, predpaleogénne vrásy súvisiace s presunom príkrovu, alebo pravdepodobnejšie ide o štruktúry *en echelon* súvisiace s vývojom sinistrálneho horizontálneho strihu (etapy 2a – c pozri ďalej) v oblasti muránskeho zlomu.

V priebehu mapovania bolo evidovaných 126 tektonických zrkadiel s interpretovateľnou kinematikou (obr. 6 a 7, tab. 2). Pozorované tektonické zrkadlá odrážajú zložitú viacetapovú kenozoickú evolúciu mezozoickej sekvencie muránskeho príkrovu v danej oblasti. Výsledky paleonapäťovej analýzy umožňujú vyčleniť 8 populácií zrkadiel (spĺňajúc kritérium minimálne 6 zrkadiel v jednej populácii) tvoriacich 6 paleonapäťových etáp usporiadaných od najstaršej po najmladšiu (obr. 7 a 8):

1. sz.-jv. sinistrálne smerné posuny vznikajúce pri zjz.-vsv. kompresii a na ňu kolmej tenzii v smernoposunovom tektonickom režime, pravdepodobne počas spodného eocénu;
2. a – b) sv.-jz. sinistrálne smerné posuny vznikajúce počas ssz.-jjv. kompresie v smernoposunovom tektonickom režime v priebehu stredného eocénu. Odrážajú hlavnú etapu smernoposunového pohybu na muránskom zlome;
   c) jz.-sv. až v.-z. prešmyky sklonené na JV vznikajúce pri ssz.-jjv. kompresii. Presekávajú staršie zrkadlá populácie 2a. Prešmyky tvorili pravdepodobne finálnu fázu deformácie počas stredného eocénu;
3. zsz.-vjv. poklesy, prevažne so sklonom na JJZ, ktoré vznikali pri ssv.-jjz. tenzii počas oligocénu alebo spodného miocénu. Presekávajú staršie zrkadlá populácie 2a;
4. ssz.-jjv. sinistrálne a v.-z. dextrálne smerné posuny vznikajúce počas sz.-jv. kompresie a na ňu kolmej tenzie počas spodného miocénu alebo nasledujúce po 3. etape v oligocéne;
5. sv.-jz. poklesy vznikajúce pri sz.-jv. tenzii, pravdepodobne počas bádenu až sarmatu. Boli súčasné s vývojom tisovského intruzívneho komplexu a dnes už denudovaných veporských neovulkanitov;
6. sz.-jv. až ssz.-jjv. dextrálne smerné posuny vznikajúce pri ssv.-jjz. kompresii a na ňu kolmej tenzii. Pravdepodobne sú najmladšou paleonapäťovou etapou. Jej časové zaradenie nie je jednoznačné, môže ísť o strednomiocénnu alebo panónsko-pliocénnu fázu deformácie.

Poďakovanie

Tento výskum sa realizoval v rámci projektu Ministerstva životného prostredia SR 17 13 – *Výskum geologickej stavby a zostavenie geologických máp v problematických územiach Slovenskej republiky*, podúlohy A-01/14 – *Geologická stavba Muránskej planiny*. Ďakujeme pracovníkom firmy Transtav, s. r. o., za možnosť vstupu do priestorov kameňolomu pri Červenej Skale a rovnako pracovníkom firmy Calmit, s. r. o., za možnosť vstup do kameňolomu pri Tisovci. Za cenné pripomienky sú autori zaviazaní F. Markovi a R. Vojtkovi, ktorí recenzovali skoršiu verziu manuskriptu, a V. Šimonovej a I. Peškovej za recenziu neskoršej verzie textu.

Literatúra

Allmendinger, R. W., Gephart, J. W. a Marrett, R. A., 1989: Notes on Fault Slip Analysis. Prepared for the Geological Society of America Short Course on “Quantitative Interpretation of

Joints and Faults" November 4 & 5, 1989, Ithaca, Cornell University, 55 s.

Angelier, J., 1994: Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P. L. (Ed.): Continental Deformation. Oxford, Pergamon Press, 53 – 101.

Bezák, V., Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M. a Vass, D., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bystrický, J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika. Geol. Práce, Zoš., 56, 5 – 53.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petite, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. a Sankov, V., 1997: Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. Tectonophysics, 282, 1 – 38.

Delvaux, D. a Sperner, B., 2003: New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: NieuwIand, D. A. (ed.): New Insights into Structural Interpretation and Modelling. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 212, 75 – 100.

Doblas, M., 1998: Slickenside kinematic indicators. Tectonophysics, 295, 187 – 197.

Fodor, L., 2019: Results, problems and future tasks of palaeostress and fault-slip analyses in the Pannonian Basin: the Hungarian contribution. Földt. Közl., 149, 4, 297 – 326.

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. a Benkovics, L., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. a Séranne, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 156, 295 – 334.

Gaab, A. S., Janák, M., Poller, U. a Todt, W., 2006: Alpine reworking of Ordovician protoliths in the Western Carpathians: Geochronological and geochemical data on the Muraň Gneiss Complex, Slovakia. Lithos, 87, 261 – 275.

Hók, J., Bielik, M., Kováč, P. a Šujan, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. Miner. Slov., 32, 459 – 470.

Hynie, O., 1954: Geologická mapa Československé republiky. Praha, Ústř. Úst. geol.

Jiříček, R., 1979: Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. In: Maheľ M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 203 – 213.

Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Konečný, V., Konečný, P., Kubeš, P. a Pécskay, Z., 2015: Paleovolcanic reconstruction of the Neogene Vepor stratovolcano (Central Slovakia), part I. Miner. Slov., 47, 1, 1 – 76.

Kováčik, M., Kráľ, J. a Bachlinski, R., 2001: The "Muráň" orthogneisses: contribution to tectonics, origin, metamorphism and Sr-isotopes constraint (Southern Veporicum, Western Carpathians). Slovak Geol. Mag., 7, 2, 207 – 211.

Králiková, S., 2013: Low-thermal evolution of the Central Western Carpathian rock complexes during the Alpine tectonogenesis. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont. PriF UK, Univerzita Komenského, 130 s. Dostupné na internete: https://opac.crzp.sk/?fn=detailBiblioForm&sid=DBEBBE2C2F1C2B14AA84E2D96E82

Kronome, B. a Boorová, D., 2014: Geologická stavba masívu Tesnej skaly (Muránska planina, centrálne Západné Karpaty) – výsledky geologického mapovania a biostratigrafického štúdia. Geol. Práce, Spr., 123, 7 – 29.

Kronome, B., Boorová, D., Buček, S., Olšavský, M., Sentpetery, M., Maglay, J. a Vlačiky, M., 2017: Geologická stavba Muránskej planiny. In: Hraško, Ľ. (ed.): Výskum geologickej stavby a zostavenie geologických máp v problematických územiach Slovenskej republiky. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kubeš, P., Bezák, V., Kucharič, Ľ., Fiľo, M., Vozár, J., Konečný, V., Kohút, M. a Gluch, A., 2010: Magnetic field of the Western Carpathians (Slovakia): reflection on the structure of the crust. Geol. Carpath., 61, 5, 437 – 447.

Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M. a Vozár, J. (eds.), 2000: Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1 : 500 000. Bratislava, Ministry Environ. Slovak Rep., Geol. Surv. Slovak Rep.

Ložek, V., 1960: Muráňská brekcie. Věst. Ústř. Úst. geol., 35, 469 – 471.

Madarás, J., 2012: Muránsky zlom. In: Liščák, P. (ed.): Významné geologické lokality [online]. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra. Dostupné na internete: http://apl.geology.sk/g_vgl/content.html?cislo=JM-05&jazyk=SK

Madarás, J., Fojtíková, L., Hrašna, M., Petro, Ľ., Ferianc, D. a Briestenský, M., 2012: Vymedzenie seizmicky aktívnych oblastí na Slovensku na základe záznamov historických zemetrasení a súčasného monitorovania tektonickej a seizmickej aktivity. Miner. Slov., 44, 4, 351 – 364.

Marko, F., 1991: Evolúcia zlomových štruktúr v zóne muránskej línie v jz. časti Západných Karpát. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 76 003), 113 s.

Marko, F., 1993a: Kinematics of Muráň fault between Hrabušice and Tuhár village. In: Rakús, M. a Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 253 – 261.

Marko, F., 1993b: Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad). Miner. Slov., 25, 285 – 287.

Marko, F., 2000: Štruktúrna geológia II. Úvod do deformačnej a dynamickej analýzy. Bratislava, Univerzita Komenského, 122 s.

Marko, F. a Vojtko, R., 2006: Structural record and tectonic history of the Mýto-Tisovec fault (Central Western Carpathians). Geol. Carpath., 57, 3, 211 – 221.

Márton, E., Grabowski, J., Tokarski, A. a Túnyi, I., 2015: Palaeomagnetic results from the fold and thrust belt of the Western Carpathians: an overview. In: Pueyo, E. L., Sussman, A. J., Oliva-Urcia, B. a Cifelli, F. (eds): Palaeomagnetism in fold and thrust belts: New Perspectives. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 425, 259 – 276.

Mello, J., Havrila, M., Madarás, J., Plašienka, D., Kováčik, M., Bezák, V., Kohút, M., Hraško, Ľ., Broska, I., Marko, F., Petrík, I., Ondrejka, M. a Uher, P., 2002: 3rd Day Programme Slovenské rudohorie Mts. – Stratenská hornatina highlands, Muránska planina plateau, Stolické vrchy Mts. and Veporské vrchy Mts. In: Vozár, J., Vojtko, R. a Sliva, Ľ. (eds.): Guide to geological excursions XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak republic. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 28 – 30.

Milovský, R., Hurai, V., Plašienka, D. a Biroň, A., 2003: Hydrotectonic regime at soles of overthrust sheets: textural and fluid inclusion evidence from basal cataclasites of the Muráň nappe (Western Carpathians, Slovakia). Geodinamica Acta, 16, 1, 1 – 20.

Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Coward, M. P., Madarás, J., Houghton, J. J. a Bezák, V., 1998: Tertiary extension development and extension/compression interplay in the West Carpathian mountain belt. Tectonophysics, 290, 137 – 167.

Orvoš, P. a Orvošová, M., 2012: Morfoštruktúrne pole Muránskej planiny a jeho špecifiká v rámci krasových plošín Slovenska. Geomorphol. Slovaca Bohemica, 1, 51 – 60.

Pašteka, R., Zahorec, P., Kušnirák, D., Bošanský, M., Papčo, J. Szalaiová, V., Krajňák, M., Marušiak, I., Mikuška, J. a Bielik, M., 2017: High resolution Slovak Bouguer gravity anomaly map and its enhanced derivative transformations: New possibilities for interpretation of anomalous gravity fields. Contr. Geophys. Geod., 47, 2, 81 – 94.

Petit, J. P., 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. J. struct. Geol., 9, 597 – 608.

Plašienka, D., 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. Miner. Slov., 15, 1, 49 – 58.

Plašienka, D. a Soták, J., 2001: Stratigrafické a tektonické postavenie karbónskych sedimentov v doline Furmanca (Muránska planina). Miner. Slov., 33, 1, 29 – 44.

Plašienka, D., Jeřábek, P., Vojtko, R., Králiková, S., Janák, M., Ivan, P., Méres, Š, Soták, J. a Milovský, R., 2016: Alpine structural and metamorphic evolution during burial and exhumation of the Veporic basement and cover complexes. Bratislava, Comen. Univ. Bratislava, 54 s.

Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. a Doktór, S., 1986: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. Miner. Slov., 18, 5, 358 – 402.

Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. a Obernauer, D., 1989: Muránsky tektonický systém – významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. Miner. Slov., 21, 4, 305 – 322.

Putiška, R., Dostál, I., Mojzeš, A., Gajdoš, V., Rozimant, K. a Vojtko, R., 2012: The resistivity image of the Muráň fault zone (Central Western Carpathians) obtained by electrical resistivity tomography. Geol. Carpath., 63, 3, 233 – 239.

Sperner, B., Ratschbacher, L. a Nemčok, M., 2002: Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians. Tectonics, 21, 6, 1 – 24.

Sůkalová, Ľ., Vojtko, R. a Pešková, I., 2012: Cenozoic deformation and stress field evolution of the Kozie chrbty Mountains and the western part of Hornád Depression (Central Western Carpathians). Acta Geol. Slov., 4, 1, 53 – 64.

Uhlig, V., 1903: Bau und bild der Karpaten. In: Diener, K., Hoernes, R., Suess, F. E. a Uhlig, V. (eds.): Bau un Bild der Österreich. Wien, Verl. F. Tempsky, 651 – 991.

Vojtko, R., Hók, J., Kováč, P., Madarás, J. a Filová, I., 2000: Geological structure and tectonic evolution of the Southern Veporicum. Slovak Geol. Mag., 6, 2 – 3, 287 – 292.

Vojtko, R., 2003: Štruktúrna analýza zlomov a geodynamický vývoj strednej časti Slovenského rudohoria. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 91 s.

Vojtko, R. a Marko, F., 2006: Paleonapäťová analýza, ako nástroj geodynamických rekonštrukcií. In: Kováč, M. a Dubíková, K. (eds.): Nové metódy a výsledky v geológii Západných Karpát. Zborník 2006. Bratislava, Univerzita Komenského, 77 – 90.

Vojtko, R., Tokárová, E., Sliva, Ľ. a Pešková, I., 2010: Reconstruction of Cenozoic paleostress fields and revised tectonic history in the northern part of the Central Western Carpathians (the Spišská Magura and Východné Tatry Mountains. Geol. Carpath., 61, 3, 211 – 225.

Vojtko, R., Králiková, S., Kriváňová, K. a Vojtková, S., 2015: Lithostratigraphy and tectonics of the eastern part of Veporské vrchy Mts. (Western Carpathians). Acta Geol. Slov., 7, 2, 113 – 127.

Vojtko, R., Králiková, S., Jeřábek, P., Schuster, R., Danišík, M., Fügenschuh, B., Minár, J. a Madarás, J., 2016: Geochronological evidence for the Alpine tectono-thermal evolution of the Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). Tectonophysics, 666, 48 – 65.

Summary

The area of the Muráň Plateau, which is the main subject of this paper, represents according to recent views a nappe outlier of the Muráň nappe, lying in the footwall of South Veporic crystalline basement and sedimentary cover (of so called Föderata Unit) (Bystrický, 1959; Klinec, 1976; Bezák et al., 2004). The southern boundary of the Muráň Plateau between the Mesozoic rocks of the Muráň Nappe and the Veporic crystalline basement is marked by the Muráň fault. This fault (Fig. 1A and 1B), together with its southwestern continuation – Divín fault represents one of the morphologically most distinct faults of the Western Carpathians. It is manifested as a pronounced photolineament (Pospíšil et al., 1986; Pospíšil et al., 1989) and distinct discontinuity separating the lithologically different units built by the Mesozoic carbonates of the Silicicum and crystalline basement of the Veporicum. It is as well separating the internal Veporic Kohút zone (on the SE) from the Kráľova hoľa zone (on the NW). This dividing line is markable in the geological maps (Hynie, 1954; Klinec, 1976; Lexa et al., 2000; Bezák et al., 2004) and represents anomaly in a geophysical image (Pospíšil et al., 1989; Kubeš et al., 2010; Putiška et al., 2012; Madarás et al., 2012; Pašteka et al., 2017).

Term Muráň fault (Slovak: *muránsky zlom*; German: *Murany-Dislokation* and *Muranylinie*) was introduced by Uhlig (1903) according to a Muráň village in today's Revúca District, Central Slovakia. Its classical locality is considered the stone quarry NE of the Muráň village (cf. Mello et al., 2002; Madarás, 2012; Fig. 2B). Its course is, however, well traceable throughout the section between the Telgárt village and Tisovec town. Structural investigation and interpretation of its kinematic character was for the first time carried out by Marko (1991, 1993a) who distinguished 3 compressional paleostress events. These studies were further refined and updated (Vojtko, 2003; Marko a Vojtko, 2006; Plašienka et al., 2016). The fault has a complex polystadial Cenozoic geological history, reflecting the changes of the paleostress field or rotation of the Alcapa respectively (Márton et al., 2015).

The oldest rocks in the investigated region are represented by crystalline basement of the South Veporicum cropping out in the area of Hrdzavá dolina valley tectonic window. These are predominantly granites and migmatites (Klinec, 1976; Vojtko et al., 2000) and so called Muráň orthogneiss (Kováčik et al., 2001; Gaab et al., 2006). Overlying rocks are represented by reduced South Veporic sedimentary cover unit (Föderata Unit) composed of Lower Triassic quartzites and grey quartz phylites locally with relics of metamorphosed carbonates. The South Veporic unit is overlain by Silicic Muráň Nappe (Bystrický, 1959). The basal part of the nappe contains thick sequence of ochraceous and yellow cataclasites (so called Rauhwackes, e.g. Milovský et al., 2003). Higher lithostratigraphic members are represented by Lower Triassic ochraceous sandy shales (Bódvaszilas Formation) and thin-bedded dark sandy limestones (Szin Formation). The overlying Gutenstein Formation is represented by dark grey limestone and minor dolomite of Early Anisian age

(Aegean – Bithynian). The Upper Anisian (Pelsonian – Illyrian) is represented by organodetritic Gader, Annaberg and Steinalm limestones (Kronome et al., 2017). Most of the region is, however, dominated by Ladinian pale white Wetterstein Limestones. Formation gradually passes into the dolomites. The rock strip between Tesná skala and Muráň castle rock up to the Dlhý vrch Hill is built by the Main Dolomite, Tisovec and Dachstein limestones and occasionaly by younger limestones of Rhaetian and Jurassic age.

The Mesozoic rocks of the Silicicum in the investigated region are generally gently monoclinaly dipping to the SE (Fig. 3). Strike of bedding planes suggest constructed B-axis of megascopic folds approx. in NE-SW direction, thus shortening in generally NW-SE direction. Traces of fold structure are manifested in the map view (Figs. 4 and 5). Most significant is the E-W to ENE-WSW syncline structure from the Javorinka pass up to the Muráň castle (Fig. 5; cf. Kronome and Boorová, 2014). Geological mapping also confirmed anticline in the Župkova Magura – Stračaník region. The largescale fold is, however, very difficult to track West of Suchý dol – Trsteník fault. Another fold was observed in the ridge area of Strelnica NE of Tisovec town. Largescale folds in the Tesná skala and Župkova Magura massifs are cut by the Muráň fault at angle about 10–15°. Mesoscopic folds were very scace in the region. The few measurements used in this work come from orthogneisses in an abandoned quarry NE from Muráň village (Fig. 4B). Observed folds are truncated by the Muráň fault. It is, however, not clear whether they are pre-Eocene (i.e. related to Cretaceous Muráň nappe emplacement) or represent én echelon structures related to Eocene sinitrial strike-slip (as was proposed by Plašienka, 1983; Marko, 1993a).

Most of the 126 observed slickensides (Figs. 7–8, Tabs. 1 and 2) were recorded in Wetterstein Formation, Main Dolomite, Tisovec and Dachstein limestones. The measured data and their interpretations are given in present day coordinates and do not take into account the Cenozoic rotations (cf. Márton et al., 2015). Observed slickensides are divided into 8 homogenous populations as follows (from oldest to youngest; Fig. 7 and 8):

1. Probably the oldest ones are NW-SE sinistral and locally NE-SW dextral strike-slips formed during WSW-ENE compression and NNW-SSE tension in the strike-slip regime. It is represented by 10 slickensides observed at 4 localities (Fig. 7). This phase is supposed to be early Eocene according to regional context and older investigations (Vojtko, 2003; Sůkalová et al., 2012; Plašienka et al., 2016). Other study in the region have interpreted the age of similar faults as the late Miocene – Pliocene (Marko and Vojtko, 2006).

Following 3 fault populations are considered due to similar stress orientation formed during the same phase.

2. a) NE-SW striking SE dipping sinistral strike-slip faults are represented by 16 slickensides recorded at 4 localities (Fig. 7). Faults were formed in strike-slip regime with NNW-SSE maximum compressional stress axis (σ_1) and ENW-WSW tension (σ_3).

   b) Slickensides of this population are represented by NE-SW striking sinistral strike-slips differing from previous population 2a only by opposite dip to the NW. This is a relatively poorly documented event represented by 6 slickensides registered at 4 localities (Fig. 7). Slickensides of events 2a and 2b represent the main sinistral strike-slip movement recorded at the Muráň fault. Age of this faulting is according to Marko (1993a) prelate Miocene (thus middle Eocene) due to absence of NE-SW strike slip faults in the younger Inner Carpathian Paleogene sediments and Miocene neovolcanites in the region.

   c) Reverse faults dipping to the SE are according to field observation younger than (cutting) slickensides of phase 2a, however, formed in the stress regime with NNW-SSE maximum copressional stress axis (σ_1), thus similar as previous phases 2a and 2b. They form a group of 10 slickensides registered at 4 localities (Fig. 7). 2c reverse faults probably represent the final stage of middle Eocene deformation.
3. WNW-ESE normal faults mostly dipping to the SSW represent younger extensional phase consisting of 11 slickensides recorded at 3 localities (Fig. 7). Normal faults are crosscutting older slickensides of the population 2a. Age determination of this phase is problematic. They can be attributed to the extension of the Oligocene age recorded in the Central Slovakia region, as reported by Plašienka et al. (2016); (?)Otnangian – early Badenian (Vojtko, 2003) or early Miocene (Sůkalová et al., 2012). Faults of this stage may correspond to E-W normal faults observed at Strundžaník.
4. NNW-SSE oriented sinistral and E-W dextral strike-slip faults were formed in regime with NW-SE maximum compressional stress and NE-SW tension. Population consists of 10 slickensides recorded at 4 localities (Fig. 7). Strike-slips of this phase were most probably formed during early Miocene (cf. Plašienka et al., 2016). However, it is not excluded that the slickensides could have coincided with the previous phase, or occurred soon afterwards. Sinistral NNW-SSE slickensides could be an expression of en echelon N-S faults between the Muráň fault and Suchý dol – Trsteník fault.
5. WSW-ENE to SW-NE oriented normal faults were formed during NNW-SSE tension. 11 slickensides of this phase were registered at 3 localities (Fig. 7). In several places, the slickensides of this stage can be seen on the reactivated surfaces of the older 2c stage slickensides (e.g. Fig. 2C). This phase can be well correlated with the extension that affected the area during the Badenian-Sarmatian period (Sperner et al., 2002; Plašienka et al., 2016), when the Tisovec intrusive complex was emplaced and coincided with volcanism in the so-called Vepor stratovolcano (cf. Konečný et al., 2015; Vojtko et al., 2016).
6. Dextral NW-SE to N-S steeply dipping to SW or W slickensides were formed in strike-slip regime with NNE-SSW maximum compression and ESE-WNW tension. Population consists of 9 slickensides registered at 5 localities (Fig. 7). Time assignment is not unambiguous. Based on a correlation with earlier research (Marko and Vojtko, 2006) and an analogous orientation

of the paleostress field (Vojtko, 2003; Plašienka et al., 2016), slickensides can be considered Pannonian to Pliocene or middle Miocene (Sůkalová et al., 2012).

Manuskript doručený: 30. 1. 2019
Revidovaná verzia doručená: 23. 1. 2020
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 7. 5. 2020

Tab. 1. Lokalizácia štruktúrnych meraní, vrstvovitosť a litostratigrafické zaradenie skúmaných hornín.
Tab. 1. Localization of structural measurements, bedding and lithostratigraphic assignment of studied rocks.

	X (Long; E)°	Y (Lat; N)°	S0 (dip.dir./dip°)	Litologické zloženie / Lithology
TM003	20,103	48,795	nebolo možné identifikovať / not observable	wettersteinský dolomit/ Wetterstein Dolomite
TM013	20,125	48,812	nebolo možné identifikovať / not observable	wettersteinský vápenec / Wetterstein Limestone
TM014	20,125	48,815	nebolo možné identifikovať / not observable	wettersteinský vápnec a dolomit / Wetterstein Limestone and dolomite
TM44	20,059	48,769	210/25°	gutensteinský vápenec / Gutenstein Limestone
SM21	20,099	48,807	304/25°	wettersteinský vápenec / Wetterstein Limestone
MUR01	20,055	48,748	280/45°	wettersteinský dolomit/ Wetterstein Dolomite
KB-276	20,009	48,800	220/40°	karbonatická brekcia / Carbonate breccia
KB426	20,098	48,800	160/20°	wettersteinský vápenec / Wetterstein Limestone
KB427	20,102	48,802	292/20°	wettersteinský vápenec / Wetterstein Limestone
KB428	20,106	48,802	26/25°	wettersteinský vápenec / Wetterstein Limestone
KB433	20,102	48,808	nebolo možné identifikovať / not observable	tmavosivý organodetritický vápenec / Dark grey organodetritic lmst.
KB461	20,120	48,813	232/25°	wettersteinský vápenec / Wetterstein Limestone

Tab 2. Hodnoty štruktúrnych meraní.
Tab 2. Values of structural measurements.

		Zlom. plocha/ Fault plane		Striácia/Striae			
No.	ID (Dok bod)	Smer skl./Dip dir°	Veľkosť skl./Dip°	Smer skl./Dip dir.°	Veľkosť skl./Dip°	Zmysel/Sense	Istota/Quality
1	TM003	84	75	168	20	D	S
2	TM013A	310	85	39	10	S	P
3	TM013B	314	75	43	2	S	C
4	TM013C	124	85	214	10	S	C
5	TM013D	126	80	37	6	S	C
6	TM014	184	89	274	10	D	S
7	SM21_Z1	146	40	169	38	N	P
8	SM21_Z2	146	40	166	38	I	S
9	SM21_Z3	134	55	172	48	I	P
10	SM21_Z4	126	65	181	51	N	P
11	SM21_Z5	160	50	187	47	I	P
12	SM21_Z6	166	60	200	55	I	S
13	SM21_Z7	76	85	166	1	D	C
14	SM21_Z8	230	85	142	20	D	C
15	SM21_Z9	304	60	32	4	S	S
16	SM21_Z10	280	60	332	47	N	S
17	SM21_Z11	304	70	30	10	S	C
18	SM21_Z12	48	75	324	22	D	P
19	SM21_Z13	320	55	357	49	N	C
20	SM21_Z14	76	80	45	78	N	C
21	SM21_Z15	62	65	62	65	N	C
22	TM44_Z16	294	67	214	23	S	C
23	TM44_Z17	256	89	167	45	D	P
24	MUR01 Z2	162	40	162	40	I	S
25	MUR01 Z3	192	60	122	31	S	S
26	KB276	350	70	284	48	S	S

Tab 2. Hodnoty štruktúrnych meraní – pokračovanie.
Tab 2. Values of structural measurements – continue.

		Zlom. plocha/ Fault plane		Striácia/Striae			
No.	ID (Dok bod)	Smer skl./Dip dir°	Veľkosť skl./Dip°	Smer skl./Dip dir.°	Veľkosť skl./Dip°	Zmysel/Sense	Istota/Quality
1	TM003	84	75	168	20	D	S
2	TM013A	310	85	39	10	S	P
3	TM013B	314	75	43	2	S	C
4	TM013C	124	85	214	10	S	C
5	TM013D	126	80	37	6	S	C
6	TM014	184	89	274	10	D	S
7	SM21_Z1	146	40	169	38	N	P
8	SM21_Z2	146	40	166	38	I	S
9	SM21_Z3	134	55	172	48	I	P
10	SM21_Z4	126	65	181	51	N	P
11	SM21_Z5	160	50	187	47	I	P
12	SM21_Z6	166	60	200	55	I	S
13	SM21_Z7	76	85	166	1	D	C
14	SM21_Z8	230	85	142	20	D	C
15	SM21_Z9	304	60	32	4	S	S
16	SM21_Z10	280	60	332	47	N	S
17	SM21_Z11	304	70	30	10	S	C
18	SM21_Z12	48	75	324	22	D	P
19	SM21_Z13	320	55	357	49	N	C
20	SM21_Z14	76	80	45	78	N	C
21	SM21_Z15	62	65	62	65	N	C
22	TM44_Z16	294	67	214	23	S	C
23	TM44_Z17	256	89	167	45	D	P
24	MUR01 Z2	162	40	162	40	I	S
25	MUR01 Z3	192	60	122	31	S	S
26	KB276	350	70	284	48	S	S
27	MS-1	264	75	348	23	S	S
28	KB426 Z1	238	75	148	1	D	C
29	KB427 Z2	126	89	216	15	S	P
30	KB427 Z3	26	75	92	55	I	S
31	KB428 Z4	18	55	18	55	N	S
32	KB433 Z5	216	85	306	2	S	P
33	KB433 Z6	210	85	120	5	S	P
34	KB433 Z7	224	70	134	0	S	P
35	KB461 Z1	256	70	341	14	S	S
36	OP26MP Z1	190	30	170	29	I	P
37	OP26MP Z2	290	80	245	75	N	S
38	OP26MP Z3	276	75	187	5	S	P
39	OP26MP Z4	94	80	176	39	S	P
40	OP26MP Z6	250	35	336	3	D	S
41	OP26MP Z7	258	75	168	1	D	S
42	OP26MP Z8	98	89	188	1	S	S
43	OP26MP Z9	190	90	280	5	D	S

Tab 2. Hodnoty štruktúrnych meraní – pokračovanie.
Tab 2. Values of structural measurements – continue.

		Zlom. plocha/ Fault plane		Striácia/Striae			
No.	ID (Dok bod)	Smer skl./Dip dir°	Veľkosť skl./Dip°	Smer skl./Dip dir.°	Veľkosť skl./Dip°	Zmysel/Sense	Istota/Quality
44	OP26MP Z10	166	70	254	4	D	P
45	OP26MP Z11	62	89	152	15	S	S
46	OP26MP Z12	260	89	170	10	D	S
47	OP26MP Z13	114	75	25	4	S	P
48	OP26MP Z14	100	89	190	25	D	S
49	OP26MP Z15	116	78	205	5	S	P
50	OP26MP Z16	102	89	190	65	X	X
51	OP26MP Z17	290	85	232	80	N	S
52	OP26MP Z18	270	75	182	9	D	P
53	OP26MP Z19	258	89	168	25	S	P
54	OP26MP Z20	78	85	353	46	S	S
55	OP26MP Z21	130	85	217	31	S	S
56	OP26MP Z22	300	85	30	5	S	S
57	OP26MP Z23	122	78	34	10	S	P
58	OP26MP Z24	134	70	44	0	S	C
59	OP26MP Z25	36	85	125	10	S	S
60	OP26MP Z26	216	85	306	5	S	C
61	OP26MP Z27	218	55	308	1	S	P
62	OP26MP Z28	232	65	144	2	S	P
63	OP26MP Z29	260	75	343	25	S	S
64	OP26MP Z30	254	70	337	19	S	P
65	OP26MP Z31	208	60	210	60	N	P
66	OP26MP Z32	120	75	120	75	N	C
67	OP26MP Z33A	122	83	212	1	D	S
68	OP26MP Z33B	122	83	212	1	S	S
69	OP26MP Z34	116	70	183	47	S	C
70	OP26MP Z35	60	70	333	8	D	P
71	OP26MP Z36	72	75	119	68	N	P
72	OP26MP Z37	135	85	47	20	S	S
73	OP26MP Z38	206	70	231	68	N	P
74	OP26MP Z39	166	80	96	65	N	P
75	OP26MP Z40	146	45	160	45	N	C
76	OP26MP Z41	186	40	198	40	N	C
77	OP26MP Z42	160	45	171	44	N	C
78	OP26MP Z43	196	45	207	44	N	C
79	OP26MP Z44	70	30	84	30	N	P
80	OP26MP Z45	80	40	85	40	N	P
81	OP26MP Z46	140	55	127	54	I	P
82	OP26MP Z47	110	40	175	20	N	S
83	OP26MP Z48	126	85	122	85	N	S
84	OP26MP Z49	6	89	58	89	N	P
85	OP26MP Z50	122	60	179	43	I	P

Tab 2. Hodnoty štruktúrnych meraní – pokračovanie.
Tab 2. Values of structural measurements – continue.Tab 2. Values of structural measurements.

		Zlom. plocha/ Fault plane		Striácia/Striae			
No.	ID (Dok bod)	Smer skl./Dip dir°	Veľkosť skl./Dip°	Smer skl./Dip dir.°	Veľkosť skl./Dip°	Zmysel/Sense	Istota/Quality
86	OP26MP Z51	110	70	199	4	S	S
87	OP26MP Z52	90	40	106	39	I	S
88	OP26MP Z53	172	80	240	65	N	P
89	OP26MP Z54	170	50	211	42	N	S
90	OP26MP Z55	202	60	206	60	N	S
91	OP26MP Z56	192	85	141	82	N	P
92	OP26MP Z57	210	80	294	31	S	P
93	OP26MP Z58	164	75	151	75	N	P
94	OP26MP Z60	67	80	155	9	D	P
95	OP26MP Z61	76	85	348	20	S	P
96	OP26MP Z62A	50	80	341	64	N	S
97	OP26MP Z62B	50	80	341	64	I	S
98	OP26MP Z63	62	85	123	80	N	S
99	MUR1 Z5	55	55	327	2	S	S
100	MUR1 Z6	40	60	327	27	S	S
101	MUR1 ZH	126	63	187	43	S	S
102	OP28MP Z1	182	65	180	65	I	S
103	OP28MP Z2	110	65	191	18	S	P
104	OP28MP Z3	190	75	112	38	D	P
105	OP28MP Z5	80	50	350	1	D	P
106	OP28MP Z6	154	40	154	40	N	P
107	OP28MP Z7	198	60	160	54	N	S
108	OP28MP Z8	226	60	226	60	N	P
109	OP28MP Z9	186	80	232	76	D	P
110	OP28MP Z10	186	50	199	49	N	P
111	OP28MP Z11	176	85	251	71	S	P
112	OP28MP Z12	144	89	233	40	S	S
113	OP28MP Z13	146	65	232	8	S	S
114	OP28MP Z14	176	60	88	5	S	S
115	OP28MP Z15	166	60	158	60	N	P
116	OP28MP Z16	222	81	306	34	D	P
117	OP28MP Z17	230	65	317	6	D	P
118	OP28MP Z18	180	80	269	5	S	P
119	OP28MP Z19	182	65	98	13	S	C
120	OP28MP Z20A	212	80	126	20	D	S
121	OP28MP Z20B	212	80	126	20	S	S
122	OP28MP Z21	222	80	310	12	D	S
123	OP29MP Z1	26	80	342	75	N	P
124	OP29MP Z2	30	75	352	71	N	P
125	OP29MP Z3	192	80	224	78	I	S
126	OP29MP Z4	330	80	51	40	D	S

Vysvetlivky/Explanations:

Zmysel / Slip sense – N – pokles/normal; I – prešmyk/inverse; D – dextrálny smerný postun/dextral; S – sinistrálny smerný posun/sinistral Istota / Confidence level – C (vysoká istota, 1 / certain); S (dobrá istota, 2 / probable); P (nízka istota, 3 / supposed); X (neznámy zmysel / unknown)

Nová genetická definícia vrchnomiocénnych až kvartérnych litostratigrafických jednotiek Dunajskej panvy (západné Slovensko): nástroj efektívnej interpretácie v praktickej geológii

New genetic definition of the upper Miocene to Quaternary lithostratigraphic units of the Danube Basin (western Slovakia): A tool for effective interpretation in applied geology

Michal Šujan

[1] Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave; Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, Slovensko; miso@equis.sk

© Autori 2019. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Abstrakt. V posledných dvoch desaťročiach nastali významné zmeny v litostratigrafickej koncepcii sedimentov vrchného miocénu až kvartéru Dunajskej panvy. Nová koncepcia vychádza najmä z novej genetickej (sedimentologickej) definície súvrství a pomerne veľkého množstva nových údajov o ich veku. Na základe dokumentácie vrstevných sledov podľa odkryvov alebo profilov vrtov je možná litostratigrafická definícia súvrstvia len s určitou štatistickou pravdepodobnosťou, pretože v Dunajskej panve bola opakovane pozorovaná značná premenlivosť fácií každej diskutovanej litostratigrafickej jednotky. Mnohé fácie (napr. nivné íly alebo štrkové/piesčité výplne riečnych korýt) sa vyskytujú bežne v kvartérnych, pliocénnych aj vrchnomiocénnych sedimentoch Dunajskej panvy. Ich korektné zaradenie ku konkrétnej litostratigrafickej jednotke je možné len v prípade dostatočného množstva údajov (sled hrubý rádovo desiatky metrov, biostratigrafické a/alebo geochronologické údaje). Nové poznatky majú veľký význam pre geologickú prax, lebo sedimenty vrchného miocénu, pliocénu a kvartéru sú najčastejším objektom geologických úloh hydrogeologického, inžinierskogeologického alebo ložiskového geologického prieskumu. Keďže prevažná časť geologických úloh využíva interpolácie rozhraní medzi prieskumnými dielami, korektné litostratigrafické zaradenie skúmaného sedimentárneho sledu môže významne prispieť k zníženiu interpretačných neurčitostí. Typickým príkladom je správna interpretácia laterálneho pokračovania hydrogeologického kolektora/izolátora, stanovenie úrovne a smerovej kontinuity nepriepustného podložia pri zakladaní náročných stavieb pod hladinou podzemnej vody alebo na účely prieskumu environmentálnych záťaží (napr. skládky odpadu).

Kľúčové slová: Dunajská panva, litostratigrafia, vrchný miocén, pliocén, kvartér, analýza fácií

Abstract. The lithostratigraphic conceptions of the upper Miocene to Quaternary sedimentary fill of the Danube-Kisalföld Basin experienced significant modification since the beginning of the 21st century, based on new genetic (sedimentological) definition and new biostratigraphic and geochronological data. A sedimentary succession observed on an outcrop or in a well-core is representative for a lithostratigraphic unit only with a specific probability, since a significant facies variability of all formations mentioned below was observed across the Danube Basin. Many facies, e.g. floodplain muds and sandy or gravelly channel fills, are present commonly in sediments of the Quaternary, Pliocene and late Miocene age, and hence could be associated with a specific lithostratigraphic unit only based on sufficient amount of data (succession tens of meters thick, biostratigraphic and/or geochronological data). New knowledge is relevant also for the applied geosciences, since the upper Miocene, Pliocene and Quaternary strata are the most common subjects of hydrogeological, engineering-geological and exploration geology surveys. Correct lithostratigraphic ranking of a studied sedimentary succession could significantly decrease the inaccuracy in interpretations, because most of the applied geological tasks is based on interpolation of geological boundaries between well-cores or probes. A typical example is correct interpretation of lateral continuity of hydrogeological collector or aquiclude, determination of elevation and lateral continuity of impermeable subsoil related to foundation of buildings below the groundwater level, or permeability of basement associated with environmental damage survey, e.g. landfills.

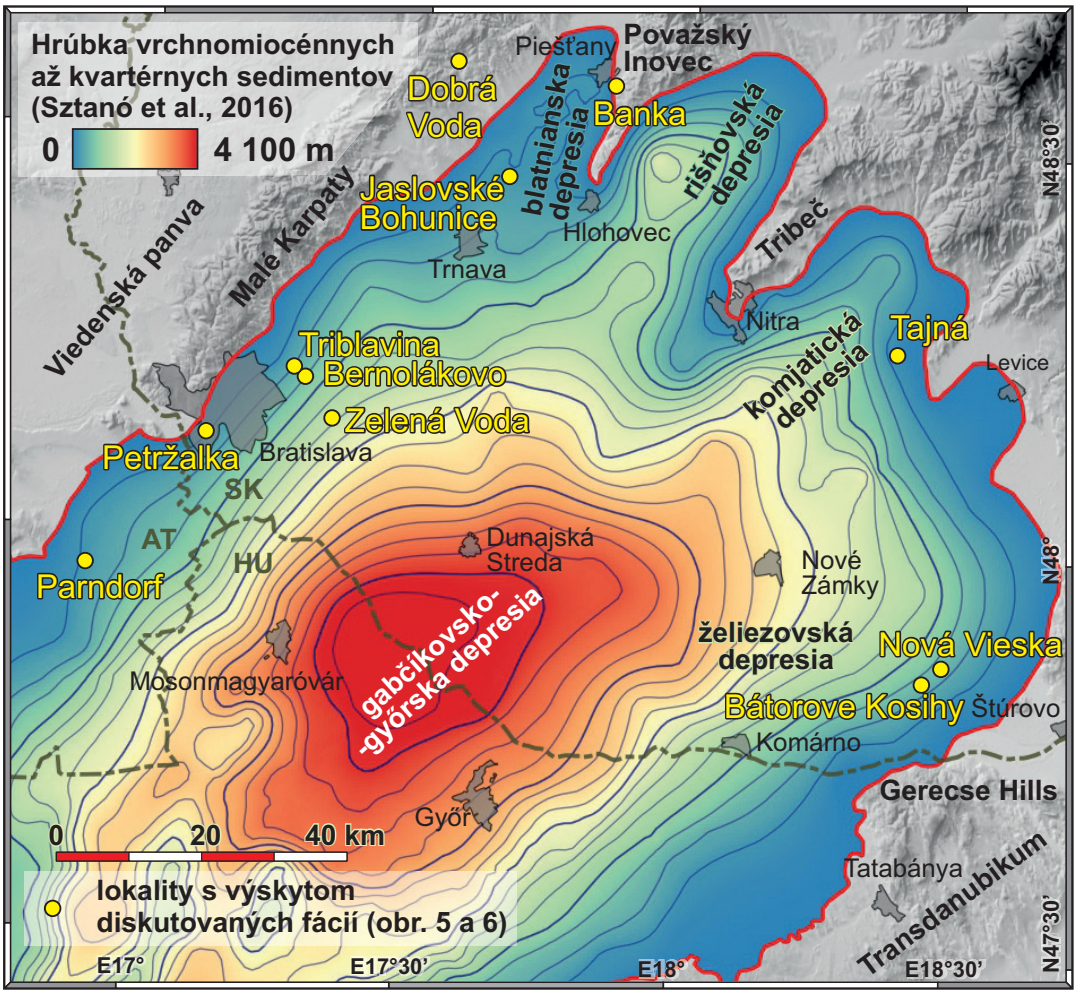
Key words: Danube-Kisalföld Basin, lithostratigraphy, upper Miocene, Pliocene, Quaternary, facies analysis

Úvod

Príspevok sumarizuje najnovšie poznatky o veku a charaktere vrchnomiocénnej až kvartérnej sedimentárnej výplne Dunajskej panvy (obr. 1). Má za cieľ pomôcť čitateľovi zorientovať sa v problematike a poukázať na možné dôsledky a prínosy novej definície litostratigrafických jednotiek z hľadiska aplikovaného výskumu, ako aj z hľadiska geologického mapovania. Prezentuje súbor znakov, ktoré je možné použiť na rozlíšenie jednotlivých súvrství. Súčasťou textu sú názorné príklady fácií, ktoré sú hlavnou náplňou viacerých litostratigrafických jednotiek. Cieľom je poukázať na nedostatočnosť určovania litostratigrafickej príslušnosti len na základe vizuálneho zhodnotenia litotypov, keďže zhodne vyzerajúce fácie sa vyskytujú vo viacerých súvrstviach.

Vývoj koncepcie definície súvrství vrchného miocénu až kvartéru Dunajskej panvy

Definícia litostratigrafických jednotiek Dunajskej panvy na Slovensku pôvodne vychádzala z korelácie regionálnych stupňov centrálnej Paratetýdy ako panón, pont, dák a ruman (napr. Steininger et al., 1985). Pôvodná definícia predpokladala, že náplň každého z uvedených štyroch stupňov reprezentujú samostatné sekvencie v zmysle dnešnej



Obr. 1. Hrúbka sedimentov vrchného miocénu, pliocénu a kvartéru Dunajskej panvy podľa Sztanóa et al. (2016) s lokalizáciou diskutovaných lokalít.

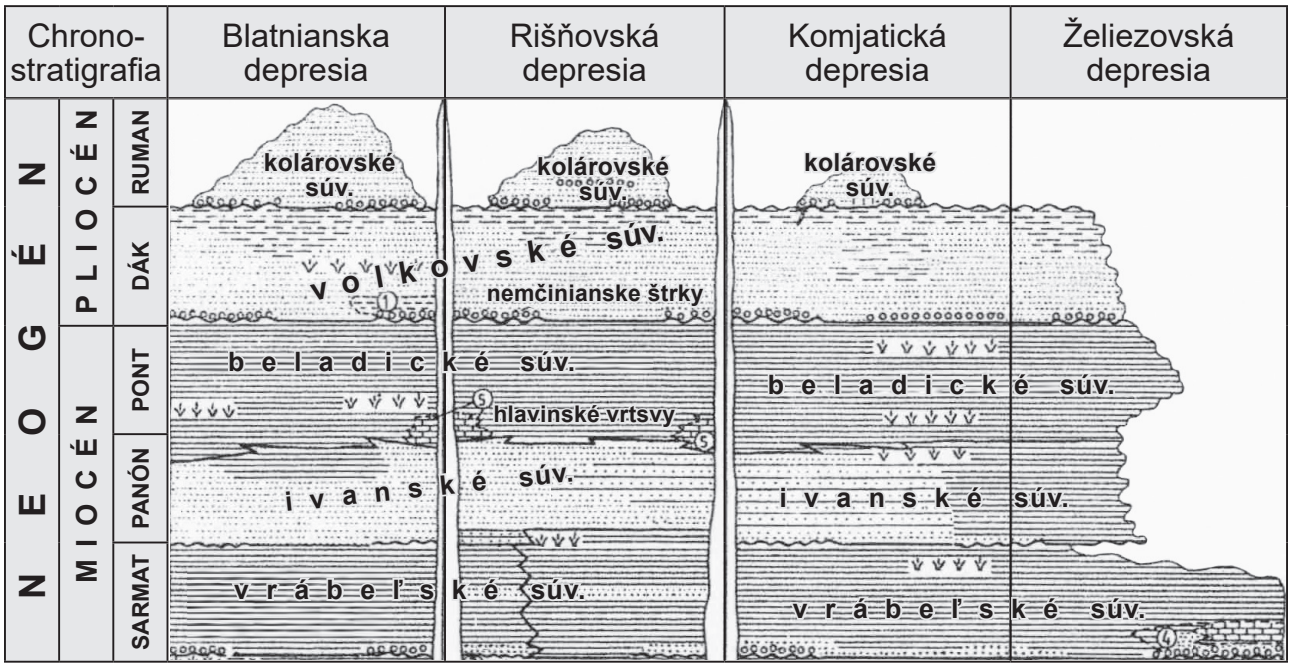
Fig. 1. Thickness of the upper Miocene to Quaternary sedimentary succession of the Danube Basin *sensu* Sztanó et al. (2016) with location of the localities discussed in the paper.

definície sekvenčnej stratigrafie (Catuneanu, 2017), teda sedimentárne sukcesie pozostávajúce zo sedimentov cyklu od transgresie po regresiu (napr. Buday et al., 1967; Adam a Dlabač, 1969; Biela, 1978). Autorov k tomu viedol fakt, že v sedimentoch zaradených do panónu prevláda fauna mäkkýšov a ostrakód brakickej (mezohalinnej) salinity, pričom nadložné sedimenty zaradené do pontu obsahovali faunu typickú pre zníženú (oligohalinnú) salinitu a pre vrstvy zaradené do dáku už bola charakteristická len sladkovodná fauna. Podstatným nedostatkom tohto prístupu je fakt, že stupne pont, dák a ruman sú definované na základe špecifickej marinnej alebo brakickej fauny, ktorá sa vyskytuje len vo východnej Paratetýde (napr. Dácka panva, Čierne more) (Steininger et al., 1985; Jipa et al., 2007; Stoica et al., 2007, 2013). Uvedené stupne teda nie je možné doložiť a korelovať pomocou biostratigrafie v oblasti Dunajskej panvy.

V 80. rokoch 20. storočia v súlade s medzinárodnými štandardmi bol zavedený systém súvrství, no táto zmena sa nepremietla aj do koncepcie ich definície. Boli len premenované jednotky s rovnakou náplňou, teda sedimenty panónskeho veku boli zaradené do ivanského súvrstvia, sedimenty pontského veku do beladického súvrstvia a sedimenty dáckeho veku do volkovského súvrstvia (obr. 2) (napr. Priechodská a Harčár, 1988; Vass et al., 1990; Vass, 2002). V tejto koncepcii ostali pozostatky z predchádzajúcej terminológie ako uhoľná, pestrá či modrá séria, ktoré vzišli z praxe korelácie sedimentov pri uhľovodíkovom prieskume Viedenskej panvy (Janoschek, 1943). Bol zavedený aj termín kolárovské súvrstvie pre sedimenty neskoropliocénneho veku prislúchajúce k stupňu ruman, ktorý vychádzal z predtým definovaných kolárovských vrstiev, respektíve k stupňu levant bez korektnej definície pre oblasť Dunajskej panvy (Janáček, 1969, 1971).

Podľa pôvodnej koncepcie každá litostratigrafická jednotka *ex definitione* obsahovala viaceré depozičné systémy (napr. depozičný systém otvorenej panvy, delty a aluviálnej roviny), čím vznikali problémy pri jej praktickej aplikácii. Rôznosť depozičných systémov determinovala výskyt širokého spektra litotypov, ktorých korektné rozlíšenie pri mapovaní alebo pri interpretácii vrtov bez dostatku paleontologických nálezov alebo geochronologických údajov nebolo možné. Z toho vyplýva podstatný problém správnej korelácie súvrství pri konštrukcii rezov v mierke panvy alebo jej časti. Rovnaký problém ale sprevádza aj korelácie vo veľkých mierkach praktických aplikácií, napr. v prípade staveniska.

Budúci vývoj prístupu k definícii litostratigrafických jednotiek vrchného miocénu predznamenala spolupráca na významných medzinárodných projektoch. Projekt DANREG bol zameraný na tvorbu cezhraničných stratigrafických schém, máp hrúbky jednotlivých litostratigrafických členov a máp vývoja fácií na účely aplikovaného výskumu v Dunajskej panve (Nagy et al., 1998a, b, 2000). Aj keď



Obr. 2. Príklad originálnej litostratigrafie Dunajskej panvy podľa Vassa (2002).
Fig. 2. An example of lithostratigraphic subdivision of the Danube Basin based on Vass (2002).

v rámci projektu s ohľadom na genetické vzťahy jednotlivých súvrství litostratigrafia nebola revidovaná, boli korelované seizmické rezy a litologický charakter súvrství naprieč štátnymi hranicami. To bol dôležitý krok v ďalšom výskume panvy. Na potrebu genetického prístupu založeného na charaktere fácií v rámci súvrství panónskeho veku upozornili Fordinál et al. (2001). Autori konštatujú, že v dôsledku zmien salinity je využitie biostratigrafie problematické. Uvedené zmeny salinity boli dokumentované napríklad v prácach Fordinála a Tubu (1992), Nagya et al. (1995) alebo Barátha et al. (1999). K budúcemu vývoju litostratigrafických definícií súvrství Dunajskej panvy významnou mierou prispel projekt TRANSENERGY. Zahŕňal cezhraničné porovnávanie seizmických rezov a litologického charakteru vrchnomiocénnych, pliocénnych a kvartérnych sedimentov (Maros et al., 2012).

Pôvodná koncepcia počas následného obdobia výskumu od začiatku 21. storočia čelila novým geochronologickým údajom. Boli postavené najmä na biostratigrafii cicavcov a dinocýst, magnetostratigrafii a numerickom datovaní pomocou kozmogénnych nuklidov. Poukázali na fakt, že ivanské, beladické aj volkovské súvrstvie svojou podstatnou časťou zasahujú do vekového intervalu panónu (ca 11,6 – 5,8 mil. r.; Kováč, 2000; Kováč et al., 2006, 2010, 2011; Šujan et al., 2016a). Zároveň boli zohľadnené zistenia o architektúre súvekých sedimentov výplne panónskeho panvového systému (hlavne v Maďarsku), ktorého je Dunajská panva súčasťou. Na základe štúdia rozsiahleho súboru údajov z odkryvov, vrtov a seizmických rezov sa zistilo, že celá sukcesia výplne panvy panónskeho veku predstavuje jednu sústavu depozičných systémov, postupne vypĺňajúcich jeden systém paniev Panónskeho jazera (Juhász, 1994; Magyar et al., 1999, 2000, 2007; Juhász et al., 2007; Magyar et al., 2013; Sztanó et al., 2013a, b). Zmeny v salinite vo vertikálnom slede vrstiev existujú len preto, lebo pôvodne brakická panva je po progradácii svahu šelfu v dôsledku prínosu sedimentu nahradená deltovým depozičným systémom. Ten zahŕňa aj deltovú rovinu s lagunárnym prostredím, kde dochádzalo k postupnému znižovaniu salinity vo vodnom stĺpci. Ako ekvivalent môže poslúžiť holocénne a dnešné prostredie delty Dunaja alebo Pádu, kde na území s rozsahom desiatok kilometrov dochádzalo k záplavám a následnej progradácii systému v časovej škále tisícov rokov (Vespremeanu-Stroe et al., 2017; Amorosi et al., 2019a, b). Deltové prostredie je následne v dôsledku progradácie nahrádzané aluviálnym prívodným systém riečnych kanálov a okolitej nivy. Použitie biostratigrafie v pôvodnej koncepcii súvrství bolo preto spojené s viacerými problémami, keďže v depozičnom systéme uvedeného typu sa vo vertikálnom slede nevyhnutne musia opakovať rytmické zmeny v salinite prostredia s hrúbkou prvých metrov až desiatok metrov paralelne s postupným striedaním parasekvencií (napr. Sztanó et al., 2013b).

Zásadnou zmenou vyplývajúcou z uvedeného genetického pohľadu na sedimentárnu sukcesiu je predpoklad súvekej existencie všetkých uvedených fácií s odlišnou salinitou: aluviálny prívodný systém dotuje sedimentom deltu, ktorá prograduje do panvového prostredia. Vrstevné sledy reprezentujúce jednotlivé časti sukcesie museli byť aspoň čiastočne uložené v rovnakom čase. Ďalším dôsledkom genetickej sedimentologickej koncepcie je diachrónia hraníc litostratigrafických jednotiek v dôsledku progradácie depozičných systémov v čase, t. j. zmena súvrstvia z jedného na druhé nastáva v rôznych častiach časti panvy v odlišnom čase.

Úplná regresia Panónskeho jazera (zmena z deltového beladického súvrstvia na aluviálne volkovské súvrstvie) preto nastala v oblasti Bratislavy pred 10 mil. rokov, zatiaľ čo v oblasti južne od Nových Zámkov až v období pred

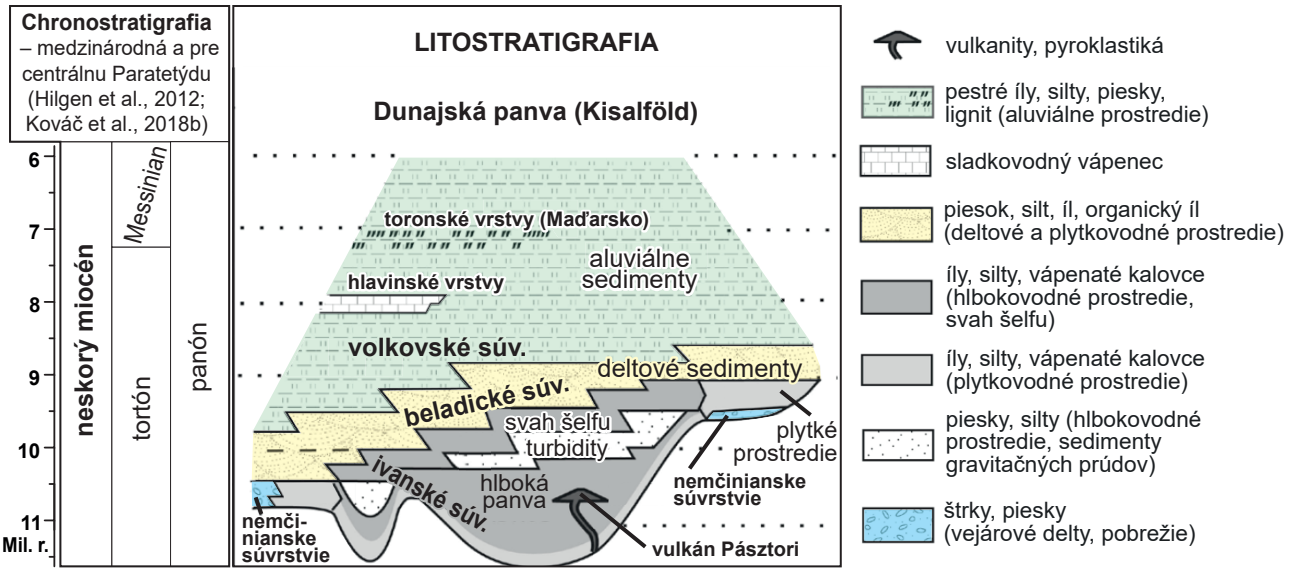
8,9 – 8,7 mil. rokov. Uvedená diachrónia hraníc súvrství bola spôsobená existenciou hlbokovodného prostredia, dosahujúceho hĺbku vodného stĺpca v centre panvy až 300 – 500 m. Takéto prostredie sa postupne vypĺňalo progradáciou svahu šelfu, čo v prípade Dunajskej panvy trvalo vyše milióna rokov (Sztanó et al., 2016). Panónske jazero sa preto vypĺňalo postupne počas približne siedmich miliónov rokov a zaniklo až v skorom pliocéne v oblasti Srbska, zhruba 450 km na juhovýchod od Dunajskej panvy (Magyar et al., 2013).

Ďalším prínosom genetického prístupu k štúdiu týchto súvrství bolo zavedenie interpretácie nivných fácií vo volkovskom a beladickom súvrství. Ílovité a siltovité sedimenty s obsahom sladkovodnej fauny alebo bez zachovaných fosílnych pozostatkov boli totiž často interpretované ako uloženiny jazerného prostredia (napr. Jiříček, 1974; Vass et al., 1990). V prípade obsahu piesčitých vrstiev so šikmým zvrstvením alebo štrkov indikujúcich transport trakčným prúdením sa často používal termín „fluviolakustrinné“ prostredie. Termín je však zo sedimentologického hľadiska pomerne vágny a jeho používanie nemá genetický, a teda ani praktický význam. Po zohľadnení existujúcich sedimentologických poznatkov bolo možné konštatovať, že spomínané jemnozrnné fácie boli uložené v terestrickom prostredí riečnej nivy (napr. Aslan a Autin; 1999; Campo et al., 2016; Šujan et al., 2016a, 2020). Celkovo boli pozorované dva typy nivných fácií: 1. dobre odvodňovaná riečna niva s nízkou hladinou podzemnej vody, kde prebiehajú intenzívne pedogénne procesy v oxidačnom prostredí, vrstvy sú preto pestrých a hrdzavých farieb, s vápenatými konkréciami a pedogénnymi horizontmi, bez fosílnych pozostatkov, 2. zle odvodňovaná riečna niva s vysokou hladinou podzemnej vody, kde sa vyskytujú jemnozrnné vrstvy sivých a modrých odtieňov so zachovanými fosílnymi pozostatkami flóry a fauny, bez znakov oxidácie a pedogenézy. Nie je prekvapením, že hlavne vo volkovskom súvrství tvoria nivné sedimenty často až 80 % stratigrafického stĺpca v pomere k piesčitým fáciám, keďže v centrálnej časti panvy sedimentácia dosahovala rýchlosť až 450 m za mil. rokov. Aj na okrajoch panvy prebiehala akumulácia nezanedbateľnou rýchlosťou, okolo 200 m za mil. rokov (Šujan et al., 2016a, 2017, 2020; Joniak et al., 2020).

Argumenty za zavedenie tejto koncepcie aj v Dunajskej panve, okrem už spomínaných geochronologických údajov, vzišli predovšetkým zo seizmickej stratigrafie. Pri nej sa zistilo, že sedimenty pokladané za ivanské, beladické a volkovské súvrstvie sa nachádzajú na jednom seizmickom horizonte (reflexe) a sú teda súveké (Kováč et al., 2010, 2011). Zavedenie genetickej litostratigrafickej koncepcie na základe dokumentovanej architektúry výplne panvy viedlo k novej definícii súvrství vrchného miocénu v prácach Sztanó et al. (2016) a Šujana et al. (2016a) (obr. 3):

- ivanské súvrstvie – obsahuje fácie depozičných systémov dna panvy, turbiditov, svahu šelfu a plytkého otvoreného jazerného prostredia uložené len v brakickom prostredí;
- beladické súvrstvie – obsahuje prechodné fácie uložené v prostrediach delty, pobrežia a deltovej roviny, vyskytujú sa tu preto vrstvy a fauna od brakickej salinity po sladkovodné prostredie; keďže deltové parasekvencie sa pri opätovných záplavách ukladajú nad sebou, variácie v salinite sa cyklicky opakujú vo vertikálnom slede;
- volkovské súvrstvie – aluviálne fácie bez výkyvov v salinite (absencia brakickej fauny), v Dunajskej panve prevažne s dominanciou nivných fácií nad výplňami riečnych kanálov.

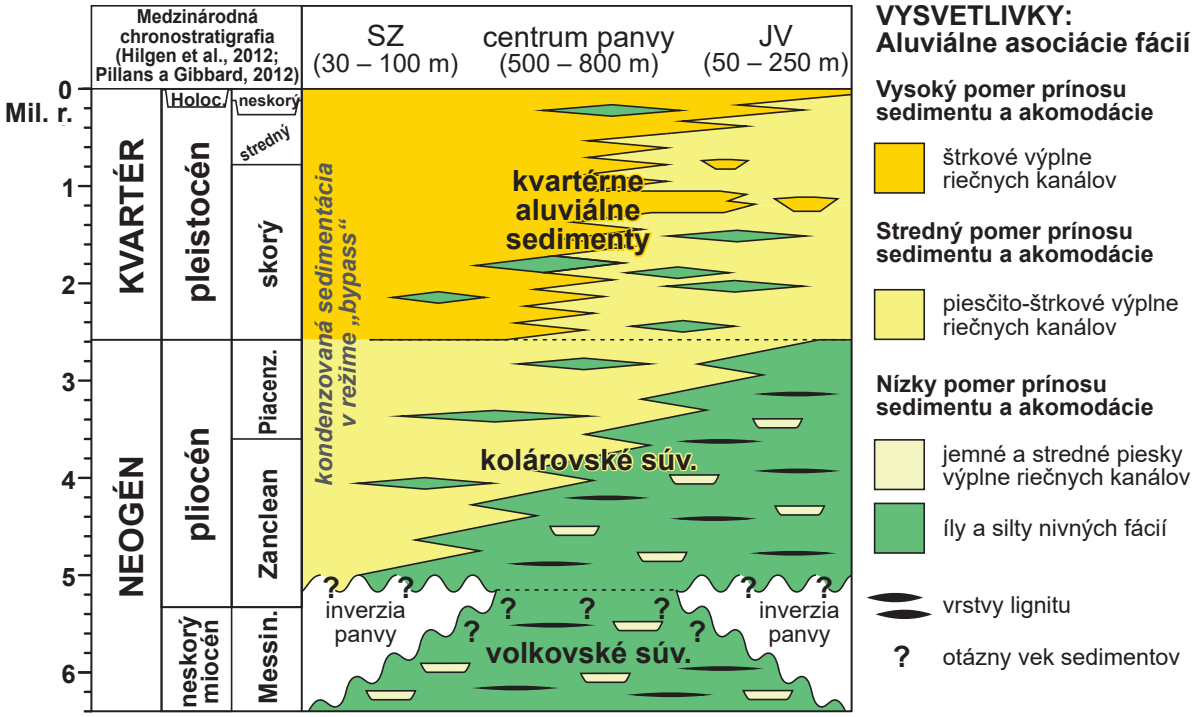
Na základe následného štúdia bolo možné rozpoznať aj význam starších termínov litostratigrafie. Uhoľná séria je časťou beladického súvrstvia, ktoré bolo uložené na deltovej rovine, a preto obsahuje značné množstvo vrstiev lignitu (Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016a, 2020). Modrá séria v jej nadloží je spodnou časťou volkovského súvrstvia, pričom prevaha modrých ílov je výsledkom slabo odvodňovanej riečnej nivy s vysokou hladinou podzemnej vody, kde nedochádzalo k oxidačným procesom a pedogenéze.



Obr. 3. Litostratigrafia Dunajskej panvy v období neskorého miocénu (upravené podľa Sztanó et al., 2016).
Fig. 3. Litostratigraphy of the Danube-Kisalföld Basin upper Miocene sequence (Sztanó et al., 2016, modified).

Podobné prostredie je charakteristické pre aluviálne roviny priľahlé k deltovej rovine s veľmi miernou topografiou (Syvitski et al., 2012; Lewin a Ashworth, 2014). Následne pri progradácii depozičného systému sa zvýšil prínos sedimentu a zväčšil sa gradient toku, ktorý má za následok laterálnu migráciu – meandrovanie (Timár, 2001; Zámolyi et al., 2010). Migrácia koryta spôsobuje topografickú diferenciáciu vedúcu k lepšiemu odvodňovaniu nivy, nižšej hladine podzemnej vody a oxidačným a pedogenetickým procesom (Joniak et al., 2020; Šujan et al., 2020). Preto sa v nadloží modrej série nachádza takzvaná pestrá séria, taktiež súčasť terestrického volkovského súvrstvia, no obsahujúca pestro sfarbené íly a silty s vápenatými konkréciami a pôdnymi horizontmi. Dominancia oxidačného prostredia spôsobila obvyklú absenciu fosílií v uvedenej časti volkovského súvrstvia.

prínos sedimentu, čo viedlo k postupnej dominancii fácií riečnych kanálov v celej oblasti centrálneho depocentra (obr. 4). Na hranici pliocénu a kvartéru (ca 2,6 mil. r.) došlo k náhlemu nárastu prínosu sedimentu, pravdepodobne spojenému s klimatickými zmenami, a ku kontinuálnej sedimentácii aluviálneho charakteru s prevahou štrkových korytových fácií (Šujan et al., 2018). Oblasti mimo gabčíkovskej depresie, napríklad blatnianska depresia (Trnavská pahorkatina) a komjatická depresia (Hronská pahorkatina), boli v období ~5 – 3 mil. rokov erodované a peneplenizované. V období ~3 – 1 mil. rokov prebiehala výrazne kondenzovaná sedimentácia a tvorba ojedinelých riečnych terás a približne od ~1 mil. rokov do súčasnosti vznikali rozsiahle systémy riečnych terás súbežne s postupným vyzdvihnutím okrajových hrastí pohorí (napr. Šujan a Rybár, 2014; Šujan et al., 2016; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2016, 2018).



Obr. 4. Litostratigrafia Dunajskej panvy v období pliocén – kvartér (upravené podľa Šujana et al., 2018).
Fig. 4. Litostratigraphy of the Danube-Kisalföld Basin Pliocene to Quaternary (Šujan et al., 2018, modified).

Kolárovské súvrstvie sa uložilo po inverzii panvy, ktorá prebehla v čase medzi 6 – 5 mil. rokov (Šujan et al., 2018). Táto kompresná udalosť viedla k prerušeniu sedimentácie volkovského súvrstvia a vytvoreniu vrás litosférických rozmerov, v prípade Dunajskej panvy so synklinálou (pokles) v oblasti gabčíkovskej depresie a s antiklinálami (výzdvih) v oblastiach Malých Karpát a Transdanubika (Horváth, 1995; Horváth et al., 2006; Šujan et al., 2018). Uvedené megavrásy sa nazývajú sávske vrásy a možno ich pozorovať až po oblasť severného Slovinska a Chorvátska (napr. Placer, 1999). Na okrajoch panvy prevládala erózia, zatiaľ čo v centre prebiehala aluviálna sedimentácia kolárovského súvrstvia. Tento fakt sa prejavil uhlovým kontaktom kolárovského a volkovského súvrstvia, viditeľným na seizmických rezoch, keďže miocénne sukcesie boli inverziou naklonené (Šujan et al., 2018). Pre kontinuálnu sedimentáciu v gabčíkovskej depresii bol charakteristický rastúci

Kvartérne sedimenty v aktuálnom litostratigrafickom členení nie sú zahrnuté do definovaných listostratigrafických jednotiek. V zmysle argumentácie podľa Šujana (2015) nie je vhodné používanie alpínskej morfostratigrafickej stupnice (napr. mindel, riss, würm) len na základe morfologickej pozície, pokiaľ neexistujú geochronologické údaje dokazujúce vek akumulácie. V prípade existencie geochronologických údajov bola akumulácia riečnych terás často potvrdená ako relatívne náhly jav kompenzujúci nestabilitu v depozičnom systéme. Akumulácia terás prebieha spravidla podstatne kratšie ako trvanie glaciálov, teda tisíce rokov namiesto viacerých desiatok tisíc rokov (napr. Vandenberghe, 2008).

Na základe uvedených faktov o vrchnomiocénnom až kvartérnom vývoji Dunajskej panvy možno konštatovať existenciu dvoch superponovaných sedimentárnych sekvencií, v zmysle Catuneanu (2017) oddelených diskordanciou:

1. vrchnomiocénna sekvencia spojená s transgresiou a regresiou Panónskeho jazera, 2. pliocénno-kvartérna sekvencia uložená po tektonickej inverzii panvy.

Identifikácia súvrství a praktický význam ich novej definície

Uvedená nová definícia litostratigrafie Dunajskej panvy umožňuje pomerne priamočiary prístup k identifikácii súvrství: 1. ak sa v sukcesii vyskytujú len brakické panvové fácie, ide o ivanské súvrstvie, 2. ak sa v hodnotenej sukcesii vyskytujú sedimenty s panvovými aj terestrickými fáciami a brakickou aj sladkovodnou faunou, ide o prechodné beladické súvrstvie, 3. pri absencii brakickej fauny a fácií spojených s brakickou salinitou a naopak, s výskytom len fácií aluviálnej roviny, možno sedimenty pokladať za volkovské súvrstvie.

Určitou nevýhodou prístupu je nevyhnutnosť štúdia štatisticky významného množstva údajov. Potrebné je hodnotenie dostatočne hrubej sukcesie, ktorá môže obsahovať záznam variácie salinity a prostredia spojenej so striedaním parasekvencií a autogénnych zmien depozičných systémov (laterálna migrácia deltových lalokov a prívodných kanálov, avulzia), t. j. aspoň prvé desiatky metrov vrstevného sledu. Z toho vyplýva, že litostratigrafická príslušnosť vrstiev určená na základe niekoľkých metrov pozorovaného sedimentárneho záznamu je nedostatočná, pokiaľ k týmto sedimentom neexistujú biostratigrafické alebo geochronologické údaje. Konštatovanie je platné najmä pri rozlišovaní beladického a volkovského súvrstvia, ktoré čiastočne obsahujú vrstvy uložené rovnakými depozičnými procesmi, t. j. niektoré ich úseky môžu byť vizuálne (makroskopicky) zhodné.

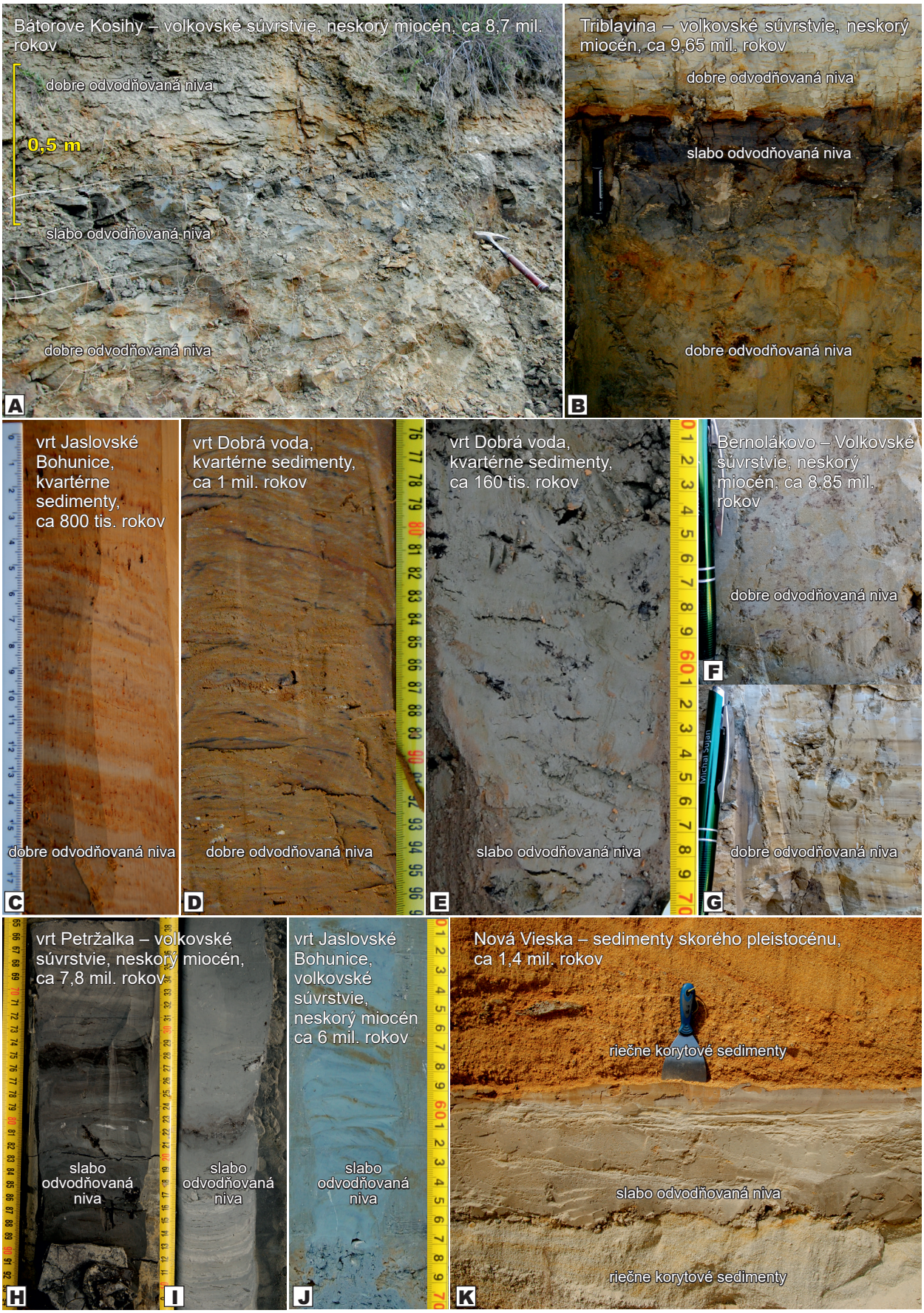
Identifikácia asociácií fácií riečnej nivy a riečnych kanálov, ako aj ich pomerného zastúpenia vo volkovskom súvrství má významný dosah na hydrogeologickú prospekciu, keďže toto súvrstvie tvorí podložie kvartérnych sedimentov na prevažnej väčšine plochy Podunajskej nížiny (mimo gabčíkovskej depresie). Piesčité riečne kanály tvoria napríklad v oblasti Bernolákova len zhruba 20 – 30 % zo stratigrafického sledu a je len malá pravdepodobnosť ich spojitosti v dôsledku izolácie v prevažne ílovitých nivných sedimentoch (Joniak et al., 2020). Rovnaké telesá piesčitých riečnych kanálov tvoria 30 – 50 % súvrstvia v oblasti južnej Hronskej pahorkatiny, 0 – 20 % v jej severnej časti (Šujan et al., 2020) a 20 – 40 % v severnej časti Nitrianskej pahorkatiny (Šujan et al., 2017). Identifikácia distribučného fluviálneho systému v blatnianskej depresii medzi Piešťanmi a Hlohovcom, pozostávajúceho prevažne zo štrkových výplní riečnych kanálov, môže byť významným faktorom priestorovej distribúcie hydrogeologických kolektorov (Šujan et al., 2017).

Definícia kolárovského súvrstvia je značne problematická. Nachádza sa len vo výplni panvy zakryté kvartérnymi sedimentmi, nie sú známe jeho odkryvy a obsahuje len terestrické fácie. Jeho sedimentologická náplň sa preto študovala len vo vrtoch. Pri porovnaní geometrie súvrstvia v seizmických rezoch a litologického zloženia vo vrtných profiloch sa zistilo, že značná časť súvrstvia pozostáva z nivných ílovitých fácií, ktoré sú postupne nahrádzané korytovými piesčitými a štrkopieskovými fáciami v dôsledku nárastu prínosu sedimentu v období 5,0 – 2,6 mil. rokov. Bolo uložené v aluviálnom prostredí, rovnako ako podložné volkovské súvrstvie aj nadložné kvartérne sedimenty. Ich rozlíšenie bez poznania pozície skúmaných sedimentov v rámci geometrie výplne panvy môže byť preto neisté (Šujan et al., 2018).

Z princípu aktualizmu (Lyell, 1872) vyplýva možnosť identického vzhľadu ílovitých fácií holocénneho, pleistocénneho aj miocénneho veku. Na charakter fácií v zmysle diagenézy (resp. litifikácie) má dominantný vplyv hĺbka pochovania a nie vek (Athy, 1930). Uvedenú skutočnosť je možné ilustrovať súborom príkladov nivných fácií z odkryvov aj vrtov (obr. 5). Fácie na obr. 5A, B, F – J predstavujú dobre aj slabo odvodňovanú riečnu nivu volkovského súvrstvia, zatiaľ čo na obr. 5C – E a 5K sú zástupcami toho istého typu fácií kvartérneho veku. Ako možno vidieť, variabilita nivných fácií je značná a každý ich typ sa môže vyskytovať v ľubovoľnej litostratigrafickej jednotke riečneho pôvodu. Kvartérne sedimenty, volkovské a kolárovské súvrstvie sa od seba líšia len štatistickou pravdepodobnosťou výskytu nivných fácií.

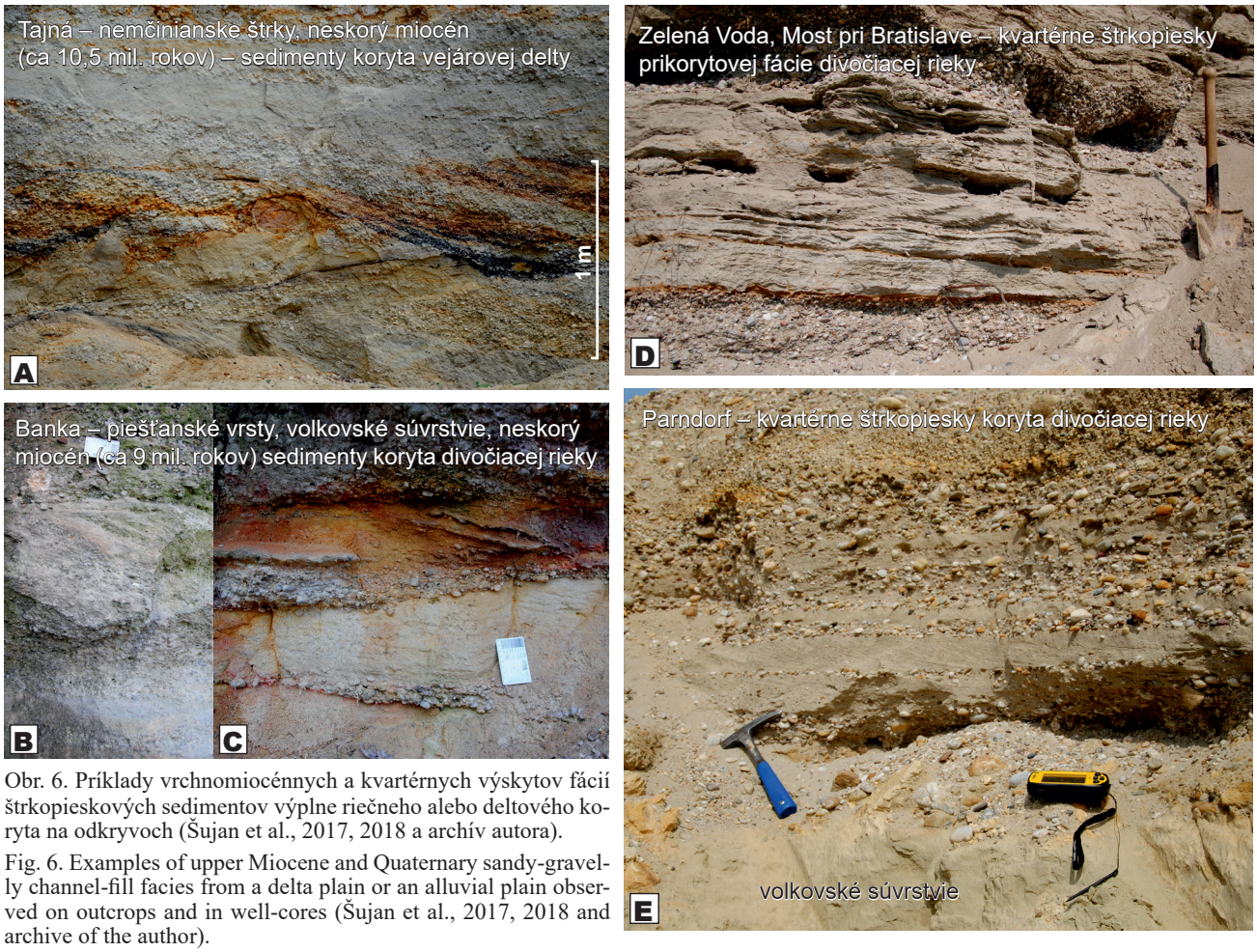
Rovnako prítomnosť fácií deponovaných trakčným transportom pozostávajúcich zo štrkov a pieskov nie je diagnostickým faktorom špecifických litostratigrafických jednotiek. Pre sedimenty uložené vo vodnom jednosmernom prúde v koryte, či už je to rieka, alebo delta, je charakteristické ukladanie v podobe dún a barov, ktoré pozostávajú zo šikmých zvrstvení a čerín (Miall, 2006). Uvedený typ sedimentov tvorených štrkmi a pieskami je možné nájsť vo vrchnomiocénnych sedimentoch volkovského súvrstvia a nemčinianskych štrkoch (obr. 6A – C), ako aj v sedimentoch kolárovského súvrstvia a kvartérnych uloženinách (obr. 6D, E). Materiál získaný štandardným vrtným prieskumom (napríklad na inžinierskogeologické alebo hydrogeologické účely) spravidla nepostačuje na korektné litostratigrafické zaradenie hrubozrnných fácií bez korelácie s podrobnými štúdiami v danej oblasti. Detailné štúdie by mali byť založené na dostatočnom množstve údajov podložených biostratigrafiou a geochronológiou.

Aj keď najvrchnejšia časť výplne panvy kvartérneho veku obsahuje prevažne hrubozrnné fácie výplne riečnych korýt, koreláciou vrtných profilov a reflexnej seizmiky sa preukázalo, že hlavne v juhovýchodnej časti gabčíkovskej depresie (od Dunajskej Stredy po Komárno) a v sedimentoch staršieho pleistocénu sú pomerne bežne zachované aj vrstvy nivných ílovitých fácií (Šujan et al., 2018). Uvedené vrstvy sa zriedkavejšie vyskytujú aj v strednoa vrchnopleistocénnej časti sukcesie. Pozorovanie má významný vplyv na štandardne používaný prístup pri vrtnom prieskume, pri ktorom sa prvá vrstva ílov/siltov navŕtaná pod štrkopieskami pokladá (často nesprávne) za neogénne sedimenty (resp. podložie kvartérnych sedimentov). V podobnom prípade môže byť overený povrch nivnej fácie kvartérneho veku, pod ktorou sa môžu nachádzať ďalšie štrkopiesky (obr. 7E). Ak je napríklad účelom prieskumu identifikácia hĺbky/povrchu nepriepustného podložia, je potrebné spoľahlivé overenie pokračovania sledu aspoň



Obr. 5. Príklady vrchnomiocénnych a kvartérnych výskytov nivných fácií na odkryvoch a vo vrtoch (Joniak et al., 2020; Šujan et al., 2019, 2020 a archív autora).

Fig. 5. Examples of upper Miocene and Quaternary floodplain facies observed on outcrops and in well-cores (Joniak et al., 2020; Šujan et al., 2019, 2020 and archive of the author).



Obr. 6. Príklady vrchnomiocénnych a kvartérnych výskytov fácií štrkopieskových sedimentov výplne riečneho alebo deltového koryta na odkryvoch (Šujan et al., 2017, 2018 a archív autora).

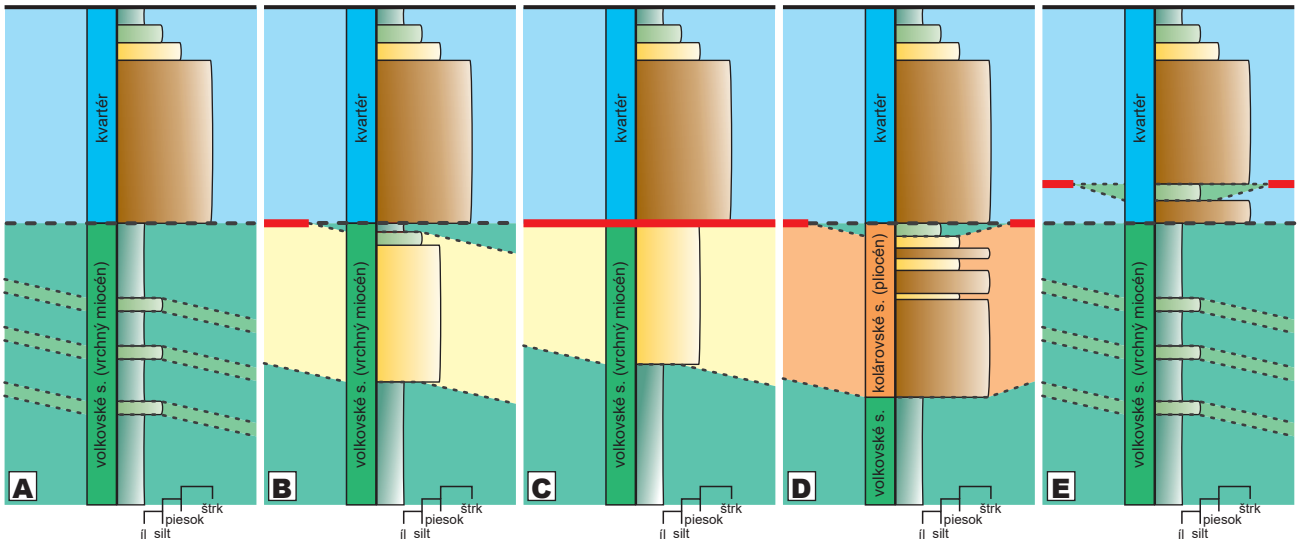
Fig. 6. Examples of upper Miocene and Quaternary sandy-gravelly channel-fill facies from a delta plain or an alluvial plain observed on outcrops and in well-cores (Šujan et al., 2017, 2018 and archive of the author).

o niekoľko metrov hlbšie. V oblasti Bratislavy boli pod sedimentmi kvartérneho veku opísané lokálne výskyty kolárovského súvrstvia, vypĺňajúce erózne depresie na povrchu vrchnomiocénnych sedimentov (Šujan et al., 2016b). Tieto sedimenty pozostávajú rovnako z pieskov a menej štrkov, pričom od nadložných štrkopieskov môžu byť oddelené ílovitými vrstvami len čiastočne (obr. 7D). Podobná situácia nie je zriedkavá a predstavuje významnú komplikáciu pri návrhoch hydraulickej ochrany hlbokých stavebných jám, ale najmä pri hodnotení vplyvu environmentálnych záťaží na podzemnú vodu (napr. tzv. vrakunská skládka). Samostatným problémom je nesprávne stratigrafické zaradenie sedimentov overených vrtmi v aplikovaných geologických dokumentáciách, ktoré sa často ďalej prenáša do novších prác ako vstupný parameter.

Na obrázku 7 sú znázornené sledy kvartérnych fluviálnych sedimentov a ich podložia, bežné v oblasti Bratislavy. Aj keď štatisticky najpravdepodobnejší je výskyt ílovitého volkovského súvrstvia pod kvartérnymi štrkopieskami (obr. 7A), pod kvartérnymi štrkopieskami sa bežne vyskytujú aj čiastočne izolované alebo hydrogeologicky úplne prepojené piesky riečnych kanálov volkovského súvrstvia (obr. 7B, C) a menej často aj piesky a štrkopiesky kolárovského súvrstvia (obr. 7D) alebo ílovité šošovky priamo v štrkopieskoch kvartérneho veku (obr. 7E). V rôznych častiach Dunajskej panvy je pravdepodobnosť výskytu jednotlivých variantov odlišná.

Záver

Nová koncepcia litostratigrafie Dunajskej panvy je (okrem výskumného potenciálu) dôležitým nástrojom na správnu interpretáciu praktických výsledkov inžinierskogeologických, hydrogeologických a ložiskových geologických prieskumov. Poznatky o odlišnosti asociácií fácií volkovského a beladického súvrstvia boli aplikované napríklad pri metaštúdii inžinierskogeologických parametrov zemín neogénneho podložia v oblasti Bratislavy (Šujan et al., 2016b). Z hľadiska aplikovaných geologických disciplín je v budúcnosti potrebné vo vybraných častiach Dunajskej panvy určiť a podrobne dokumentovať oporné profily, ktoré môžu slúžiť ako parametrické body na interpretáciu štandardných vrtných prác. Využitím oporných profilov je možné významne zvýšiť efektivitu geologickej praxe a súčasne bezpečnosť technických riešení viazaných na výsledky geologického prieskumu vrátane ich ekonomiky (napr. manažment rizík ohrozenia kvality podzemnej vody, deponovanie odpadu, hydraulická ochrana stavebných jám a podobne). Výskum priestorovej distribúcie sedimentárnych fácií a depozičných systémov vo výplni Dunajskej panvy dynamicky napreduje. Tým sa získavajú ďalšie údaje na spresňovanie a modifikácie prezentovanej koncepcie. Nové genetické prístupy pri definovaní súvrství boli aplikované aj na sukcesie skoro- a strednomiocénneho veku Dunajskej panvy (napr. Rybár et al., 2016; Kováč et al., 2018a; Šarinová et al., 2018), čo v budúcnosti umožní predstaviť



Obr. 7. Možné varianty sledu kvartérnych fluviálnych štrkopieskov a podložných sedimentov volkovského, respektíve kolárovského súvrstvia. Predstavujú virtuálne (teoretické) vrtné profily v oblastiach mimo gabčíkovskej depresie (napríklad Bratislava). Na základe výskytov pozorovaných v databáze vrtov pravdepodobnosť výskytu generálne klesá od A po E. Hrubé červené rozhranie zdôrazňuje potenciálny hydraulický kontakt priepustných telies. Volkovské súvrstvie je na okrajoch panvy uklonené o 3 – 5° v dôsledku pliocénnej inverzie panvy.

Fig. 7. Possible variants of a succession of Quaternary fluvial sands and gravels overlying the upper Miocene Volkovce Fm., or the Pliocene Kolárovo Fm., respectively. The variants represent virtual (theoretical) well-core profiles in the areas outside the central Gebčíkovo-Győr depression (e.g., Bratislava area). The probability of appearance is decreasing from A to E, as was observed from a database of boreholes. Bold red line indicates potential hydraulic contact of permeable geological units. The Volkovce Fm. is inclined towards the basin center with an angle of 3 – 5° due to the Pliocene basin inversion.

podobné prístupy pri charakteristike litostratigrafických jednotiek uvedeného veku.

Poďakovanie

Tento výskum vznikol vďaka finančnej podpore Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy číslo APVV-16-0121. Martin Šujan a Michal Kováč svojimi postrehmi a pripomienkami výrazne prispeli ku kvalite prvej verzie manuskriptu, za čo sme im vďační. Klement Fordinál a Alexander Nagy svojimi cennými pripomienkami v rámci recenzií umožnili zlepšiť manuskript z hľadiska úplnosti a faktickej správnosti, za čo im taktiež patrí vďaka. Výsledky umožňujúce novú definíciu litostratigrafických jednotiek spomínaných v texte mohli byť dosiahnuté vďaka komplexnej spolupráci s kolegami na Katedre geológie a paleontológie PriF UK, ako aj s kolegami z iných slovenských aj zahraničných pracovísk.

Literatúra

Adam, Z. a Dlabač, M., 1969: Vysvetlivky k mapám mocnosti a litofaciálního vývoje Podunajské pánve. Západ. Karpaty, 11, 156 – 172.

Amorosi, A., Barbieri, G., Bruno, L., Campo, B., Drexler, T. M., Hong, W., Rossi, V., Sammartino, I., Scarponi, D., Vaiani, S. C. a Bohacs, K. M., 2019a: Three-fold nature of coastal progradation during the Holocene eustatic highstand, Po Plain, Italy – close correspondence of stratal character with distribution patterns. Sedimentology, doi:10.1111/sed.12621.

Amorosi, A., Bruno, L., Campo, B., Costagli, B., Dinelli, E., Hong, W., Sammartino, I. a Vaiani, S. C., 2019b: Tracing clinothem geometry and sediment pathways in the prograding Holocene Po Delta system through integrated core stratigraphy. Basin Research, doi:10.1111/bre.12360.

Aslan, A. a Autin, W. J., 1999: Evolution of the Holocene Mississippi river floodplain, Ferriday, Louisiana: insights on the origin of fine-grained floodplains. J. Sed. Res., 69, 800 – 815.

Athy, L. F., 1930: Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 14, 1 – 24.

Baráth, I., Fordinál, K. a Pipík, R., 1999: Lacustrine to alluvial sedimentary cyclicity (Pannonian zone E, Danube Basin). Geol. Carpath., Spec. Iss., 50, 14 – 16.

Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát, 1. časť – Podunajská nížina. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 224 s.

Buday, T., Cicha, I. a Hanzlíková, E., 1967: Regional Geology of the ČSSR, Western Carpathians, 2nd part, 2nd volume. Praha, Ústř. Úst. geol., 652 s.

Campo, B., Amorosi, A. a Bruno, L., 2016: Contrasting alluvial architecture of Late Pleistocene and Holocene deposits along a 120-km transect from the central Po Plain (northern Italy). Sedimentary Geol., 341, 265 – 275.

Catuneanu, O., 2017: Sequence Stratigraphy: Guidelines for a Standard Methodology. In: Montenari, M. (Ed.): Stratigraphy & Timescales, Advances in Sequence Stratigraphy 2, Academic Press, 1 – 57.

Fordinál, K., Nagy, A. a Vass, D., 2001: Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu podunajskej panvy. Miner. Slov., 1, 33, 7 – 14.

Fordinál, K. a Tuba, Ľ., 1992: Biostratigrafické a paleoekologické vyhodnotenie sedimentov územia centrálnej časti Bratislavy. Geol. Práce, Spr., 96, 63 – 68.

Hilgen, F. J., Lourens, L. J. a Van Dam, J. A., 2012: The Neogene Period. In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G. (Eds.): A Geologic Time Scale 2012. Amsterdam, Elsevier, 923 – 978.

Horváth, F., 1995. Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. Mar. Petrol. Geol., 12, 8, 837 – 844.

Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A. a Cloetingh, S., 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. Mem. Geol. Soc. London, 32, 1, 191 – 206.

Janáček, J., 1969: Nové stratigrafické poznatky o pliocenní a pleistocenní výplni centrální části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Spr., 50, 113 – 131.

Janáček, J., 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Spr., 55, 65 – 85.

Janoschek, R., 1943: Das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens. In: Zur Stratigraphie des Jungtertiärs der Donauländer. Mitt. Reichsamts Bodenforsch. (Wien), 1 – 45.

Jipa, D. C., Cornel, O., Marinescu, N., Olteanu, R. a Brustur, T., 2007: A Late Neogene marker sequence in the Dacian Basin (Paratethys realm): Genetic and stratigraphic significance. Geo-Eco-Marina, 13, 121 – 138.

Jiříček, R., 1974: Biostratigrafia pliocénu komjatickej depresie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Joniak, P., Šujan, M., Fordinál, K., Braucher, R., Rybár, S., Kováčová, M., Kováč, M., Aumaître, G., Bourlès, D. L. a Keddadouche, K., 2020: The age and paleoenvironment of a late Miocene floodplain alongside Lake Pannon: Rodent and mollusk biostratigraphy coupled with authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating in the northern Danube Basin of Slovakia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 538, 109 – 482.

Juhász, Gy., 1994: Comparison of the sedimentary sequences in Late Neogene subbasins in the Pannonian Basin, Hungary. Földt. Közl., 124, 341 – 365.

Juhász, Gy., Pogácsá, Gy., Magyar, I. a Vakarcs, G., 2007: Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. Sedimentary Geol., 202, 72 – 95.

Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 202 s.

Kováč, M., Baráth, I., Fordinál, K., Grigorovich, A. S., Halásová, E., Hudáčková, N., Joniak, P., Sabol, M., Slamková, M., Sliva, Ľ. a Vojtko, R., 2006: Late Miocene to Early Pliocene sedimentary environments and climatic changes in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area: A case study from the Danube Basin northern margin (Slovakia). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 238, 32 – 52.

Kováč, M., Halásová, E., Hudáčková, N., Holcová, K., Hyžný, M., Jamrich, M. a Ruman, A., 2018b: Towards better correlation of the Central Paratethys regional time scale with the standard geological time scale of the Miocene Epoch. Geol. Carpath., 69, 3, 283 – 300.

Kováč, M., Rybár, S., Halásová, E., Hudáčková, N., Šarinová, K., Šujan, M., Baranyi, V., Kováčová, M., Ruman, A., Klučiar, T. a Zlinská, A., 2018a: Changes in Cenozoic depositional environment and sediment provenance in the Danube Basin. Basin Res., 30, 97 – 131.

Kováč, M., Synak, R., Fordinál, K. a Joniak, P., 2010: Významné eventy v paleogeografii severnej časti Dunajskej panvy – nástroj na upresnenie stratigrafie jej vrchnomiocénnej a pliocénnej výplne. Acta Geol. Slov., 2, 1, 23 – 35.

Kováč, M., Synak, R., Fordinál, K., Joniak, P., Tóth, C., Vojtko, R., Nagy, A., Baráth, I., Maglay, J. a Minár, J., 2011: Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: Inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. Geol. Carpath., 62, 6, 519 – 534.

Lewin, J. a Ashworth, P. J., 2014: The negative relief of large river floodplains. Earth Sci. Rev., 129, 1 – 23.

Lyell, Ch., 1872: Principles of Geology. Eleventh edition. London, John Murray, 652 s.

Magyar, I., Geary, D. H. a Müller, P., 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 147, 151 – 167.

Magyar, I., Lantos, M., Ujszaszi, K. a Kordos, L., 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. Geol. Carpath., 58, 3, 277 – 290.

Magyar, I., Müller, P., Geary, D. H., Sanders, H. C. a Tari, G., 2000: Diachronous deposits of Lake Pannon in the Kisalföld basin reflect basin and mollusc evolution. Abh. Geol. Bundesanst., 56, 669 – 678.

Magyar, I., Radivojević, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K. a Pócsik, M., 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. Global Planet. Change, 103, 168 – 173.

Maros, G., Albert, G., Szeiler, R. B., Fodor, L., Gyalog, L., Jocha-Edelényi, E., Kercsmár, Zs., Magyari, Á., Maigut, V., Nádor, A., Orosz, L., Palotás, K., Selmeczi, I., Uhrin, A., Vikor, Zs., Atzenhofer, B., Berka, R., Bottig, M., Brüstle, A., Hörfarter, C., Schubert, G., Weilbold, J., Baráth, I., Fordinál, K., Kronome, B., Maglay, J., Nagy, A., Jelen, B., Lapanje, A., Rifelj, H., Rižnar, I. a Trajanova, M., 2012: Summary report of the Geological Models Transenergy Project, TransEnergy – Transboundary Geothermal Energy Resources of Slovenia, Austria, Hungary and Slovakia, 189 s. Dostupné online na: http://transenergy-eu.geologie.ac.at/.

Miall, A. D., 2006: The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlin, Springer, 524 s.

Nagy, A., Fordinál, K., Brzobohatý, R., Uher, P. a Raková, J., 1995: Vrchný miocén juhovýchodného okraja Malých Karpát (vrt Ma-1, Bratislava). Miner. Slov., 27, 2, 113 – 132.

Nagy, A., Herrman, P., Peregi, Z., Császár, G., Tkáčová, H. a Pereszlényi, M., 1998a: Lithofacies and thickness map of the Pannonian 1 : 200 000. Atlas of Danube Region Enviromental Geology (DANREG) program, Budapest.

Nagy, A., Herrman, P., Peregi, Z., Császár, G., Tkáčová, H. a Pereszlényi, M., 1998b: Lithofacies and thickness map of the Pontian-Pliocene 1 : 200 000. Atlas of Danube Region Enviromental Geology (DANREG) program, Budapest.

Nagy, A., Peregi, Z. a Herrmann, P., 2000: Lithofacies and Thickness Maps of Pannonian and Pontian-Pliocene at a scale 1 : 200 000. In: Csaszár, G. (Ed.): Explanatory Notes for Atlas of Danube Region Environmental Geology (DANREG) program, Budapest. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 42, 4, 457 – 464,

Pillans, B. a Gibbard, P. L., 2012: The Quaternary Period. In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. a Ogg, G. M., (Eds.): The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam, Elsevier, 979 – 1 010.

Placer, L., 1999: Structural meaning of the Sava folds. Geologija, 41, 191 – 221.

Priechodská, Z. a Harčár, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 114.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Braucher, R., Novothny, Á., Csillag, G., Fodor, L., Molnár, G. a Madarász, B., 2016: Tectonic and climatic control on terrace formation: Coupling in situ produced ^{10}Be depth profiles and luminescence approach, Danube River, Hungary, Central Europe. Quat. Sci. Rev., 131, 127 – 147.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Csillag, G., Fodor, L., Braucher, R., Novothny, Á., Thamó-Bozsó, E., Virág, A., Pazonyi, P. a Timár, G., 2018: Integration of new and revised chronological data to constrain the terrace evolution of the Danube River (Gerecse Hills, Pannonian Basin). Quat. Geochronol., 48, 148 – 170.

Rybár, S., Kováč, M., Šarinová, M., Halásová, E., Hudáčková, N., Šujan, M., Kováčová, M., Ruman, A. a Klučiar, T., 2016:

Changes in Neogene paleogeography, paleoenvironment and the provenance of sediment in the norther Danube Basin. Bull. Geosci., 91, 2, 367 – 398.

Steininger, F. F., Seneš, J., Kleemann, K. a Rögl, F., 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys, Vol. 2. Austria, H. Peter Press, 534 s.

Stoica, M., Lazăr, I., Krijgsman, W., Vasiliev, I., Jipa, D. a Floroiu, A., 2013: Paleoenvironmental evolution of the East Carpathian foredeep during the late Miocene – early Pliocene (Dacian Basin; Romania). Global Planet. Change, 103, 1, 135 – 148.

Stoica, M., Lazăr, I., Vasiliev, I. a Krijgsman, W., 2007: Mollusc assemblages of the Pontian and Dacian deposits from the Topolog-Argeş area (southern Carpathian foredeep – Romania). Geobios, 40, 3, 391 – 405.

Syvitski, J. P. M., Overeem, I., Brakenridge, G. R. a Hannon, M., 2012: Floods, floodplains, delta plains – a satellite imaging approach. Sedimentary Geol., 267 – 268, 1 – 14.

Sztanó, O., Kováč, M., Magyar, I., Šujan, M., Fodor, L., Uhrin, A., Rybár, S., Csillag, G. a Tőkés, L., 2016: Late Miocene sedimentary record of the Danube/Kisalföld Basin: Interregional correlation of depositional systems, stratigraphy and structural evolution. Geol. Carpath., 67, 525 – 542.

Sztanó, O., Magyar, I., Szónoky, M., Lantos, M., Müller, P., Lenkey, L., Katona, L. a Csillag, G., 2013a: Tihany Formation in the surroundings of Lake Balaton: Type locality, depositional setting and stratigraphy. Földt. Közl., 143, 1, 73 – 98.

Sztanó, O., Szafián, P., Magyar, I., Horányi, A., Bada, G., Hughes, D. W., Hoyer, D. L. a Wallis, R. J., 2013b: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. Global Planet. Change, 103, 149 – 167.

Šarinová, K., Rybár, S., Halásová, E., Hudáčková, N., Jamrich, M., Kováčová, M. a Šujan, M., 2018: Integrated biostratigraphical, sedimentological and provenance analyses with implications lithostratigraphic ranking: the Miocene Komjatice Depression of the Danube Basin. Geol. Carpath., 69, 4, 382 – 409.

Šujan, M., 2015: Metodika morfostratigrafického členenia riečnych terás na Slovensku: polemika k používaniu alpského glaciálneho členenia. Miner. Slov., 47, 1, Geovest., 17 – 19.

Šujan, M. a Rybár, S., 2014: Vývoj pleistocénnych riečnych terás vo východnej časti Dunajskej panvy. Acta Geol. Slov., 6, 107 – 122 (in Slovak with English summary).

Šujan, M., Braucher, R., Kováč, M., Bourlès, D. L., Rybár, S., Guillou, V. a Hudáčková, N., 2016a: Application of the authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating method to Late Miocene-Pliocene sequences in the northern Danube Basin (Pannonian Basin System): Confirmation of heterochronous evolution of sedimentary environments. Global Planet. Change, 137, 35 – 53.

Šujan, M., Braucher, R., Rybár, S., Maglay, J., Nagy, A., Fordinál, K., Šarinová, K., Sýkora, M., Józsa, Š. a Kováč, M., 2018: Revealing the late Pliocene to Middle Pleistocene alluvial archive in the confluence of the Western Carpathian and Eastern Alpine rivers: $^{26}Al/^{10}Be$ burial dating from the Danube Basin (Slovakia). Sedimentary Geol., 377, 131 – 146.

Šujan, M., Braucher, R., Tibenský, M., Fordinál, K., Rybár, S. a Kováč, M., 2020: Effects of spatially variable accommodation rate on channel belt distribution in an alluvial sequence: Authigenic $^{10}Be/^{9}Be$-based Bayesian age-depth models applied to the upper Miocene Volkovce Fm. (northern Pannonian Basin System, Slovakia). Sedimentary Geol., 397, 105 – 566.

Šujan, M., Kováč, M., Hók, J., Šujan, M., Braucher, R., Rybár, S. a De Leeuw, A., 2017: Late Miocene fluvial distributary system in the northern Danube Basin (Pannonian Basin System): depositional processes, stratigraphic architecture and controlling factors of the Piešťany Member (Volkovce Formation). Geol. Quarterly, 61, 521 – 548.

Šujan, M., Slávik, I., Galliková, Z., Dovičin, P. a Šujan, M., 2016b: Pre-Quaternary basement of Bratislava (part 1): genetic vs. geotechnical characteristics of the Neogene foundation soils. Acta Geol. Slov., 8, 71 – 86.

Timár, G., 2001: Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. Quater. Sci. Rev., 22, 2 199 – 2 207.

Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 200 s.

Vass, D., Pereszlényi, M., Kováč, M. a Král, M., 1990. Out-line of Danube Basin geology. Földt. Közl., 120, 193 – 214.

Vandenberghe, J., 2008: The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. Geomorphology, 98, 3 – 4, 275 – 284.

Vespremeanu-Stroe, A., Zainescu, F., Preoteasa, L., Tatui, F., Rotaru, S., Morhange, C., Stoica, M., Hanganu, J., Timar-Gabor, A., Cârdan, I. a Piotrowska, N., 2017: Holocene evolution of the Danube delta: An integral reconstruction and a revised chronology. Mar. Geol., 388, 38 – 61.

Zámolyi, A., Székely, B., Draganits, E. a Timár, G., 2010: Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. Geomorphology, 122, 231 – 243.

Summary

The paper presents an advance in lithostratigraphy of the upper Miocene to Quaternary successions of the Danube- Kisalföld Basin (Fig. 1; western Slovakia), which was achieved in the last decades, and its potential effects on the applied geological tasks. The original lithostratigraphic conception assumed each formation as a separate depositional sequence bounded by transgression and regression, and included in the Central Paratethys Stages like Pannonian, Pontian, Dacian, Romanian (Fig. 2) (e.g., Buday et al., 1967; Adam and Dlabač, 1969; Biela, 1978; Priechodská and Harčár, 1988; Vass et al., 1990; Vass, 2002). The upper Miocene formations were newly defined based on sedimentological criteria (Fig. 3) (Kováč et al., 2010, 2011; Sztanó et al., 2016; Šujan et al., 2016, 2020; Joniak et al., 2020), hence (1) the Ivanka Fm. comprises deep lacustrine, turbiditic, shelf slope, and open shallow lacustrine facies, (2) the Belatice Fm. includes deltaic and coastal facies, while (3) the Volkovce Fm. includes alluvial facies. This group of depositional systems was connected by delivery of sediment and therefore prograded in time across the basin, what caused (1) diachronity of the formation boundaries and (2) accumulation of several formations synchronously, what previous conceptions did not allow. The upper Miocene deposition of the alluvial Volkovce Fm. was interrupted by the Pliocene basin inversion ca. six million years ago, what was followed by accumulation of the alluvial Pliocene Kolárovo Fm. and the alluvial Quaternary deposits (Fig. 4) (Šujan et al., 2018). The conditions of sediment supply and accommodation rate changed temporally and spatially across the basin, hence all three alluvial formations: Volkovce Fm., Kolárovo Fm. and the Quaternary alluvial deposits are significantly variable in vertical and lateral sense. Therefore, these formations may contain very similar facies and differ only with the probability of the occurrence of

specific facies, mainly by the means of channel fill (sandy and gravelly) and floodplain (silty and clayey) facies ratio. As documented by the Fig. 5 and 6, visually comparable facies were observed both in upper Miocene and Quaternary strata of the Danube Basin area. An implication of the described conception is that sedimentary successions few meters thick documented on outcrops and in well-cores could not be assigned to a lithostratigraphic unit without having statistically significant data of local geological setting or having biostratigraphic and/or geochronological data.

The mentioned facts have significant impact on the applied geological surveys, such as engineering-geology, hydrogeology, environmental tasks and landfill management. The typical stratigraphic succession outside the central Gabčíkovo-Győr depression comprise 10 – 20 m thick fluvial gravels and sands of the Quaternary age, which overlie muddy floodplain facies of the upper Miocene Volkovce Fm. (Fig. 7A). However, sandy channel belt facies of the Volkovce Fm. occur commonly below the Quaternary strata, and their hydraulic connectivity can be complicated due to the angular contact of the Miocene and Quaternary deposits, caused by the Pliocene basin inversion (Fig. 7B, C). The Kolárovo Fm. channel fill facies are less commonly present below the Quaternary sands and gravels but might cause severe complications for example in the case of a building foundation (Fig. 7D) (Šujan et al., 2016). An uncommon but existing scenario includes a lens of floodplain strata within the Quaternary channel fill gravels and sands (Fig. 7E). The described possibilities of successions are based on documented examples and should serve as a remind to not use simple generalizations in applied geological surveys and to use detailed studies based on statistically significant amount of data, when assuming geometry of sedimentary boundaries and properties such as permeability of sedimentary bodies.

Manuskript doručený: 25. 3. 2020
Revidovaná verzia doručená: 23. 4. 2020
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 7. 5. 2020

JUBILEÁ

RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., šesťdesiatročný

Ľubomír Hraško dovŕšil 16. júna 2019 životné jubileum 60 rokov. Narodil sa v Lučenci, kde študoval na Gymnáziu Boženy Slančíkovej Timravy (1974 – 1978). Detstvo prežil v rodine učiteľov v obci magnezitového baníctva v Podrečanoch. V rokoch 1978 – 1983 študoval na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave odbor geológia, a to špecializáciu základná a ložisková geológia, geochémia. Štúdium na univerzite ukončil s vyznamenaním a udelením Ceny rektora Univerzity Komenského. Súčasne mu bol udelený titul RNDr.

Už počas štúdia spolu s Dr. Otom Mikom, CSc., sa podieľal na riešení geológie kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier v rámci úloh Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Po skončení štúdia do GÚDŠ aj nastúpil. Spočiatku pracoval na oddelení mineralógie a geochémie, kde riešil najmä úlohy geochémie metamorfovaných hornín nízkotatranského kryštalinika, ktoré sa realizovali v súvislosti s vyhľadávaním volfrámového zrudnenia.

Neskôr pracoval na problematike geologickej stavby kryštalinika veporika, hlavne so zameraním na granitoidné horniny, ich genézu a metalogenetické aspekty. Podrobne rozčlenil najmä granitoidné horniny kohútskej zóny veporika, pričom od granitoidov spodnokarbónskeho veku odčlenil tzv. klenovecký granit permského veku. Táto téma sa stala aj predmetom jeho dizertačnej práce *Vývoj a charakteristika granitoidného magmatizmu v kohútskom pásme veporika a jeho styku s gemerikom (hercýnska a alpínska etapa)*. Ako prvý v spolupráci s kolegami z GÚDŠ a Helsínk vekovo zaradil do vrchnej kriedy teleso rochovského granitu v stykovej zóne gemerika a veporika, ktoré bolo dovtedy považované za permské a korelované s granitoidmi gemerika. Objasnil aj geotektonické pozadie tejto intrúzie vo vzťahu k alpínskej metamorfóze.

Počas viac ako 35-ročnej praxe v geológii sa podieľal na mnohých úlohách geologického výskumu, mnohé úlohy aj riadil. Je spoluautorom viacerých regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000 (Poľana, Slovenské rudohorie-západná časť, Malé Karpaty, Spišsko-gemerské rudohorie) a *Prehľadnej geologickej mapy 1 : 200 000*. Výsledky jeho práce, najmä výskumnej, boli prezentované vo viac než 100 publikovaných odborných prácach zahŕňajúcich monografie, karentované i nekarentované publikácie, abstrakty, ako aj publikované regionálne geologické mapy a vysvetlivky k nim. Odborné práce sú zahrnuté aj vo viac ako 60 archivovaných čiastkových záverečných a záverečných správach.

Medzi významnejšie úlohy, ktoré riadil, patrili:

1999	Zhodnotenie vhodných geologických štruktúr na definitívne ukladanie rádioaktívnych a toxických odpadov na území SR;
1999 – 2005	Hodnotenie geologicko-surovinového potenciálu regiónu Slovenské rudohorie-západ;
2006 – 2013	Aktualizácia geologickej stavby problémových území SR;
2014 – 2019	Výskum geologickej stavby a zostavenie geologických máp v problematických územiach SR;
2019	Geologická mapa regiónu Strážovské vrchy – východná časť v mierke 1 : 50 000.

Bol poverený koordináciou zostavenia ostatných dvoch materiálov *Koncepcia geologického výskumu a prieskumu územia SR* v rámci MŽP SR, ktoré vláda SR schválila pre oblasť geológie.

V rokoch 2008 – 2010 vykonával funkciu riaditeľa ŠGÚDŠ, v rokoch 2010 – 2017 vedúceho geologického odboru a od roku 2018 vedúceho oddelenia starších geologických útvarov. Je nositeľom vedeckého kvalifikačného stupňa IIa. Je členom redakčnej rady časopisov *Mineralia Slovaca* a *Slovak Geological Magazine* a členom aprobačnej komisie na schvaľovanie a vydávanie geologických máp.

Vo funkčných obdobiach 2010 – 2012 a 2014 – 2018 vykonával funkciu predsedu vedeckej rady ŠGÚDŠ a do tejto funkcie bol opätovne zvolený na obdobie 2018 až 2022.

Popri aktivitách v ŠGÚDŠ je zároveň členom Národného geologického komitétu, členom prezídia Slovenskej baníckej spoločnosti, členom rady Zväzu slovenských vedecko-technických spoločností a členom Slovenskej geologickej spoločnosti.

Je viacročným členom Slovenskej geologickej rady ako poradného orgánu ministra životného prostredia a od roku 2017 je jej zvoleným predsedom.

Za svoju prácu získal viacero ocenení: v roku 2010 mu bola udelená **Pamätná medaila pri príležitosti 70. výročia založenia ŠGÚDŠ**, v roku 2014 **Čestné uznanie ministra životného prostredia**, v roku 2015 **Pamätná medaila k 75. výročiu založenia ŠGÚDŠ,** v roku 2018 **Medaila za zásluhy o rozvoj ŠGÚDŠ** a v roku 2019 **Strieborná medaila Zväzu slovenských vedecko-technických spoločností**.

Je ženatý a má dve deti.

K životnému jubileu mu srdečne blahoželáme.

Alena Klukanová

NAJVÝZNAMNEJŠIE PUBLIKÁCIE (VÝBER)

Határ, J., **Hraško, Ľ.** a Václav, J., 1989: Hidden granite intrusion near Rochovce with Mo(-W) stockwork mineralization (first object of its kind in the West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 5, 621 – 654.

Bezák, V. a **Hraško, Ľ.**, 1992: Základné geologické členenie granitoidov západnej časti Slovenského rudohoria. Geol. Práce, Spr., 95, 25 – 31.

Hraško, Ľ., Bezák, V. a Molák, B., 1997: Postorogénne peraluminózne dvojsľudné granity a granit-porfýry v kohútskej zóne veporika (oblasť Klenovec-Zlatno). Miner. Slov., 29, 113 – 135.

Hraško, Ľ., Kotov, B. A., Salnikova, E. B. a Kovach, V. P., 1998: Enclaves in the Rochovce granite intrusion as indicators of the temperature and the origin of magma. Geol. Carpath., 2, 125 – 138.

Petrík, I., Bezák, V. a **Hraško, Ľ.**, 1998: 3.2. Granitoids of the Veporicum: a most comprehensive example of the Western Carpathian granitoid magmatism development. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Geol. Surv. Slov. Rep., D. Štúr Publish., 35 – 40.

Michalko, J., Bezák, V., Kráľ, J., Huhma, H., Mäntari, I., Vaasjoki, M., Broska, I., **Hraško, Ľ.** a Határ, J., 1998: U/Pb data from the veporic granitoids (Western Carpathians). Krystalinikum, 24, 91 – 104.

Hraško, Ľ., Határ, J., Michalko, J., Huhma, H., Mäntäri, I. a Vaasjoki, M., 1999: U/Pb zircon dating of the Upper Cretaceous granite (Rochovce type) in Western Carpathians. Krystalinikum, 25, 163 – 171.

Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., **Hraško, Ľ.**, Kohút, M., Krenn, E., Petrík, I., Riegler, G. a Uher, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: Plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. Int. J. Earth Sci., 92, 1, 86 – 98.

Hraško, Ľ., Broska, I. a Bezák, V., 2000: Upper Carboniferous granitoid stage in the Veporic: transition from I- to S-type magmatic events. Slovak Geol. Mag., 6, 4, 431 – 440.

Hraško, Ľ., Kubeš, P. a Kucharič, Ľ., 2002: Hidden Cretaceous granite intrusion – Rochovce type: a review. Krystalinikum, 28, 245 – 255.

Danišík, M., Kohút, M., Dunkl, I., **Hraško, Ľ.** a Frisch, W., 2008: Apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology of the Rochovce granite (Slovakia) – implications for the thermal evolution of the Western Carpathian-Pannonian region. Swiss J. Geosci., 101, 225 – 233.

Kohút, M., Stein, H., Uher, P., Zimmerman, A. a **Hraško, Ľ.**, 2013: Re-Os and U-Th-Pb dating of the Rochovce granite and its mineralization (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Carpath., 64, 1, 71 – 79.

Hraško, Ľ. a Demko, R., 2012: Geologická stavba južných svahov masívu Sedem chotárov (jz. časť kohútskej zóny veporika). Geol. Práce, Spr., 119, 33 – 52.

Demko, R. a **Hraško, Ľ.**, 2013: Ryolitové teleso Gregová pri Telgárte. Miner. Slov., 45, 4, 161 – 174.

Bakos, F., Mikuš, T., **Hraško, Ľ.**, Pauditš, P. a Sýkora, M., 2016: Supergene Au mineralization at Divín – Divínsky háj locality (Slovenské rudohorie Mts., Veporic unit. Acta Geol. Slov., 8, 2, 165 – 173.

GEOLOGICKÉ MAPY A VYSVETLIVKY:

Dublan, L. (ed.), Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., **Hraško, Ľ.**, Vozár, J. a Vozárová, A., 1997: Geologická mapa Poľany 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.

Dublan, L. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., **Hraško, Ľ.**, Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 238 s.

Bezák, V., Dublan, L., **Hraško, Ľ.**, Konečný, V., Kováčik, M., Madarás, J., Plašienka, D. a Pristaš, J., 1999: Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť. Bratislava, MŽP SR, GS SR.

Bezák, V., **Hraško, Ľ.**, Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. a Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 178 s.

Bezák, V. (ed.), Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Biely, A., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Filo, I., Gazdačko, Ľ. Grecula, P., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., **Hraško, Ľ.**, Jacko, S., ml., Jacko, S., st., Janočko, J., Kobulský, J., Kohút, M., Kováčik, M., Lexa, J., Madarás, J., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Pristaš, J., Rakús, M., Salaj, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A. a Žec, B., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Grecula, P, **Hraško, Ľ.**, Ivanička, J., Jacko, st., S., Jacko, ml., S., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (BA), Kováčik, M. (KE), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 534 s.

Grecula, P. (ed.), Kobulský, J., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., **Hraško, Ľ.**, Novotný, L. a Maglay, J., 2009: Geologická mapa Spiš-

sko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Grecula, P., Kobulský, J. (eds.), Gazdačko, Ľ., Németh, Z., **Hraško, Ľ.**, Novotný, L., Maglay, J., Pramuka, S., Radvanec, M., Kucharič, Ľ., Bajtoš, P. a Záhorová, Ľ., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 308 s.

Polák, M. (ed.), Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Filo, I., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., **Hraško, Ľ.**, Németh, Z., Ivanička, J. a Broska, I., 2011: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Polák, M. (ed.), Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., **Hraško, Ľ.**, Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Boorová, D., Zlinská, A., Siráňová, Z. a Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 287 s.

MONOGRAFIE

Slavkay, M., Beňka, J., Bezák, V., Gargulák, M., **Hraško, Ľ.**, Kováčik, M., Petro, M., Vozárová, A., Hruškovič, S., Knésl, J., Knéslová, A., Kusein, M., Maťová, V. a Tulis, J., 2004: Ložisková nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 2. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 286 s.

Jubilant Alexander „Sanyo“ Nagy

RNDr. Alexander Nagy, CSc., sa narodil v piatok 13. novembra 1959 v Novej Bani. Má dve sestry. Prvé štyri ročníky základnej školy vychodil v jedno-triedke v malej partizánskej obci Žarnovická Huta, odkiaľ pochádza. Po skončení 9. ročníka ZŠ v blízkej Žarnovici bol prijatý na Gymnázium v Novej Bani, kde v r. 1978 zmaturoval. Nikdy nezabudol na to, že inšpiráciou na nasmerovanie jeho vzdelávania do oblasti geológie boli pre neho pútavé výklady prof. D. Truskovej. Absolvoval štúdium na Katedre geológie a paleontológie PriF UK v Bratislave. Jeho mentorom bol doc. J. Jablonský, ktorého si nesmierne vážil. Prof. M. Mišík v ňom vybadal túžbu nesedieť v kancelárii, ale mapovať v teréne. Po skončení štúdia v r. 1983 ho preto odporučil do vtedajšieho Geologického ústavu D. Štúra na oddelenie neogénu vedené Dr. (teraz prof.) D. Vassom. Hoci pred vojenskou službou stihol mapovať neogénne sedimenty v okolí Poltára, po jej skončení v r. 1984 ho Dr. Vass na rok požičal Dr. V. Konečnému a Dr. J. Lexovi do regiónu stredoslovenských neovulkanitov. Potom sa už naplno venoval mapovaniu a sedimentológii neogénnych usadenín. Popri tom pod vedením Dr. P. Grossa úspešne zvládol problematiku sedimentov podtatranskej skupiny centrálnokarpatského paleogénu a vonkajšieho flyšu, kde mu bol učiteľom jeho priateľ Dr. T. Ďurkovič. V r. 1998 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu týkajúcu sa neogénnych sedimentov jz. okrajov štiavnického stratovulkánu. Množstvo publikácií mu umožnilo v r. 2000 získať vedecký kvalifikačný stupeň IIa – samostatný vedecký pracovník. V posledných rokoch sa zúčastňuje aj na mapovaní kvartérnych uložením pod odborným vedením jeho dlhoročného kolegu a priateľa Dr. J. Maglaya.

Počas 37 rokov pôsobenia v ŠGÚDŠ sa zúčastnil na riešení mnohých geologických úloh. V rokoch 1983 – 2005 vykonával regionálny geologický výskum poltárskej formácie, stredoslovenských neovulkanitov, neogénnej výplne Bánovskej kotliny a Oravskej kotliny, neogénu okrajov Malých Karpát, Tribeča, východnej časti Podunajskej panvy, štiavnického stratovulkánu, Nitrianskej pahorkatiny a Trnavskej pahorkatiny, jz. okrajov Veporských vrchov a neogénu a flyšu Stredného Považia. V rokoch 1987 – 1997 spolupracoval na geologickej (1 : 100 000) a tektonickej mape (1 : 200 000) a mapách hrúbky a litofácií panónu a pontu – pliocénu (1 : 200 000) v rámci medzinárodného projektu DANREG (Slovensko, Rakúsko, Maďarsko). Počas rokov 1998 – 2001 sa podieľal na výskume vývoja hlbinného úložiska jadrového paliva a vysoko rádioaktívneho odpadu v podmienkach SR a neotektonického a geomorfologického vývoja ním vybraných študijných lokalít. Od roku 1998 až do r. 2005 vypracoval spolu s kolegami mapové podklady (1 : 50 000) na hydrogeologickú mapu Pezinských Karpát a na riešenie geologických úloh *Geofaktory životného prostredia okolia Levíc*, *Geofaktory životného prostredia Stredného Považia* a *Hydrogeológia Žitného ostrova*. V rokoch 1998 – 2006 bol zodpovedným riešiteľom čiastkovej geologickej úlohy *Neogén Podunajskej panvy a vnútrohorských kotlín* geologickej úlohy *Tektogenéza Západných Karpát*, čiastkovej geologickej úlohy *Neogén* pri vypracúvaní *Digitálnej geologickej mapy SR 1 : 50 000*, čiastkovej geologickej úlohy *Neogén* na *Prehľadnú geologickú mapu Slovenskej republiky 1 : 200 000* a v rámci nej bol aj redaktorom listu 45 Nitra. Od r. 2006 dosiaľ spolupracoval, resp. spolupracuje

na geologickom výskume neogénu, ale aj kvartéru regiónov Záhorská nížina, Malé Karpaty, Žiar, Podunajská nížina-centrálna časť, Podunajská nížina-jv. časť, Strážovské vrchy a na výskume flyšu a neogénu Bielej Oravy. Pri úlohe *Významné geologické lokality SR* bol zodpovedný za výber a charakteristiku neogénnych a paleogénnych lokalít.

Veľmi si váži, že vďaka svojmu povolaniu v službách ŠGÚDŠ prešiel Slovensko zo západu na východ a zo sveru na juh. Popri tom spoznal geologickú stavbu jeho rozmanitých regiónov a množstvo dobrých ľudí, ktorí, ako vraví, žijú všade.

Za ťažisko svojej práce považuje mapovú tvorbu a spoluprácu na zostavovaní rozsiahlych textových vysvetliviek k publikovaným regionálnym geologickým mapám v mierke 1 : 50 000. Okrem toho zabŕdol aj do problematiky 3D modelovania. Pod jeho vedením bol prvýkrát zostavený 3D model uceleného regiónu (Turčianska kotlina). Pri vypracúvaní 3D zobrazenia územia Slovenskej republiky previedol vyše 250 geologických rezov všetkých dosiaľ zostavených máp regiónov z mierky 1 : 50 000 do mierky 1 : 500 000. Skromne však hovorí, že bez ústretovej spolupráce so širokým kolektívom spolupracovníkov nielen geologických profesií by jeho práce nevznikli.

Od r. 1983 je členom Slovenskej geologickej spoločnosti a v súčasnosti členom komisie študijného odboru tektonika, všeobecná geológia na PriF UK v Bratislave. V r. 2010 – 2014 bol členom rady na hodnotenie a administráciu geologických projektov Agentúry na podporu výskumu a vývoja (APVV). Niekoľko funkčných období bol členom vedeckej rady ústavu. Je členom redakčnej rady časopisu *Geologické práce – Správy* a edície *Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 50 000* a členom aprobačnej komisie. Vypracoval množstvo oponentských posudkov na čiastkové aj záverečné správy, diplomové a doktorandské práce, redigoval články v odborných periodikách.

Dr. Nagya roky zaujímajú mapové diela predchádzajúcich generácií geológov týkajúce sa územia Slovenska. Tento jeho koníček vyústil do monografickej práce *Slovensko na geologických mapách (od roku 1815 do súčasnosti),* ktorú napísal v spolupráci so svojimi kolegami geológmi. Veľmi si cení, že bola uverejnená v našom časopise *Geologické práce – Správy*, rovnako ako náš príspevok k 50. výročiu Medzinárodného geologického kongresu konaného v Prahe v r. 1968. Neustále využíva možnosť propagovať geológiu širokej odbornej i laickej verejnosti. V nedávnej minulosti mal na to príležitosť na ústavnej webovej stránke v rubrike *Okienko geológa*, kde prístupnou formou odpovedal na mejlové otázky záujemcov. Aktívne sa zúčastňuje na dňoch otvorených dverí ústavu aj Ministerstva životného prostredia. Najsilnejší zážitok však má z jedného dopoludnia na pôde nášho ústavu, keď hovoril o geologických mapách, prezentoval geologické vzorky a rozprával o geologických zaujímavostiach Slovenska triede nepočujúcich detí. Deti mu potom venovali vlastnoručné kresby inšpirované jeho výkladom. Tento ich dar má odložený dodnes.

Popri geológii mu robí radosť hudba, knihy, filmy a história. Občas preto publikuje aj v negeologických časopisoch. Príkladom môže byť článok o geologickom pôvode kysuckých gúľ v osade Megonky pri Čadci (časopis *Quark*). Vo filmovom časopise *Cinema* preukázal, že redakcia sa mýli a nemý film *Upír Nosferatu* (1922) bol natáčaný na Oravskom hrade. Za uverejnenú podrobnú reakciu mu poskytli polročné predplatné. Do českej mutácie *National Geographic* napísal, či by nenašli odvahu pri článkoch týkajúcich sa Slovenska (konkrétne príspevok *Česká mozaika – Slovenské Mykény-Nižná Myšľa*) namiesto názvu rubriky *Česká mozaika* používať názov *Slovenská mozaika*. Jeho citlivú pripomienku uverejnili v časopise a odvtedy rubriku týkajúcu sa Slovenska *NG* uvádza tak. V časopise *týždeň.sk* bol spoluautorom článku o histórii veľkomoravského Koceľovho Blatnohradu. V mesačníku *Historická revue* nám uverejnili príspevok o priekopníckom prínose Dionýza Štúra ku geologickému poznaniu Rakúsko-Uhorska so zreteľom na územie Slovenska. V článku k 25. výročiu vypustenia Oravskej Priehrady sa

v časopise *Krásy Slovenska* vyznal aj zo svojho vzťahu k práci geológa a ako Stredoslovák aj k vrelému vzťahu k Oravčanom. Je spoluautorom knihy *Kameň a víno*.

„Sanyo“ je hrmotný, počuť ho už zďaleka. Ako vraví on sám, je to preto, lebo je nahluchlý. Náš spoločný priateľ a bývalý kolega jeho nákazlivý smiech kedysi označil ako typ *koh-i-noor*. Akosi to však k nemu patrí. Je to človek, ktorý je ochotný vždy s úsmevom pomôcť. Svoje súkromné problémy nikdy neprenáša do pracovného prostredia. Vraví, že aj najväčšia strata alebo bolesť trvá iba jeden ľudský život. A to sa dá vydržať. Možno preto má taký pozitívny prístup k práci a životu. Dokáže byť však aj zlý, najmä k ľudom, ktorí nepodávajú výkon adekvátny ich pracovnej pozícii.

Pre mladých kolegov sú uňho vždy otvorené dvere. Doslovne. Či už potrebujú odbornú literatúru, geologické mapy, radu či verejnú obhajobu svojej práce. Už mnohým venoval knihy, ktoré si oni kedysi požičiavali z knižnice. Má svoj rozsiahly archív knižných aj mapových publikácií, aj takých, ktoré nazhromaždil od geológov, ktorí odchádzali do dôchodku. Nezištne ich rozdáva s presvedčením, že mladším má vrátiť to, čo jemu v mladosti poskytli starší kolegovia.

Spolu s našimi priateľmi a kolegami Ti želám všetko dobré.

Ladislav Martinský

PUBLIKÁCIE

VÝBER Z PUBLIKOVANÝCH GEOLOGICKÝCH MÁP A VYSVETLIVIEK

Vaškovský, I., Kohút, M., **Nagy, A.**, Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia 1 : 25 000. Bratislava, Slov. Geol. Úrad – Geol. Úst. D. Štúra.

Gross, P., Filo, I., Halouzka, R., Haško, J., Havrila, M., Kováč, P., Maglay, J., Mello, J. a **Nagy, A.**, 1993: Geologická mapa južnej a východnej Oravy 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Geol. Úst. D. Štúra.

Gross, P., Köhler, E., Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., **Nagy, A.**, Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salay, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H. a Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 320 s.

Polák, M., Jacko, S., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B., Karoli, M., **Nagy, A.**, Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. a Janočko, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.

Ivanička, J., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., **Nagy, A.**, Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. a Šimon, L., 1998: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., **Nagy, A.**, Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 236 s.

Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Havrila, M., Lexa, J. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Podunajskej nížiny (východná časť) 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.

Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M. a Dulovičová, K., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 187 s.

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., **Nagy, A.**, Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) 1 : 50 000. Bratislava GS SR.

Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., **Nagy, A.**, Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Mihaliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. a Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) 1 : 50 000 I, II. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 473 s.

Császár, G., Pistotnik, J., Scharek, P., Kaiser, M., Darida-Tichy, M., Nagy, E., Szurkos, G., Síkhegyi, F., Budai, T., Marsi, I., Gyalog, L., Ivancsics, I., Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., **Nagy, A.**, Vass, D. a Vozár, J., 1998: Surface geological map 1 : 100 000. Atlas of Danube Region Enviromental Geology (DANREG) program, Budapest.

Dudko, A., Pistotnik, J., Elečko, M., Vass, D., Hók, J., Vozár, J., **Nagy, A.** a Šefara, J., 2000: Tectonic map 1 : 200 000. Danube Region Enviromental Geology Programme (DANREG), Explanatory Notes for Atlas of Danube Region Enviromental Geology (DANREG) program, Budapest. Jb. Geol. Bundesanst.,42, 4 (Wien), 493 – 504.

Nagy, A., Peregi, Z. a Herrmann, P., 2000: Lithofacies and Thickness Maps of Pannonian and Pontian – Pliocene at a scale 1 : 200 000. Danube Region Enviromental Geology Programme (DANREG), Explanatory Notes for Atlas of Danube Region Enviromental Geology (DANREG) program, Budapest. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 42, 4, 457 – 464.

Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., **Nagy, A.**, Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M. a Jacko, S., 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.

Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., **Nagy, A.**, Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. a Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Bachurne a Spišsko-šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 239 s.

Potfaj, M., Šlepecký, T., Maglay, J., Hanzel, V., Boorová, D., Žecová, K., Kohút, M., **Nagy, A.**, Teťák, F., Vass, B., Sandanus, M., Buček, S., Sýkora, M., Köhler, E., Fejdiová, O., Kandera, K., Samuel, O., Bubík, M. a Beleš, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysuce 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra,193 s.

Mello, J., Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Fordinál, K., Havrila, M., Iglárová, Ľ., Kubeš, P., Liščák, P., Maglay, J., Marcin, D., **Nagy, A.**, Potfaj, M., Rakús, M., Rapant, S., Remšík, A., Salaj, J., Siráňová, Z., Teťák, F., Zuberec, J., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 378 s.

Mello, J., Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., **Nagy, A.**, Salaj, J., Maglay, J., Pristaš, J. a Fordinál, K., 2005: Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Maglay, J., Pristaš, J., **Nagy, A.**, Fordinál, K., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Elečko, M. a Baráth, I., 2006: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Trnavskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Bezák, V., Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Jacko, S., ml., Jacko, S., st., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., **Nagy, A.**, Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 534 s.

Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Košice), Maglay, J., Mello, J., **Nagy, A.**, Polák, M., Potfaj, M., Biely, A., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Filo, I., Gazdačko, Ľ., Grecula, P., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Hraško, Ľ., Jacko, S., ml., Jacko, S., st., Janočko, J., Kaličiak, M., Kováčik, M. (Bratislava), Lexa, J., Madarás, J., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Pristaš, J., Rakús, M., Salaj, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A. a Žec, B., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Polák, M., Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Filo, I., Olšavský, M., Havrila, M., Buček, S., Maglay, J., Elečko, M., Fordinál, K., **Nagy, A.**, Hraško, Ľ., Németh, Z., Ivanička, J. a Broska, I., 2011: Geolologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Polák, M., Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Filo, I., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., **Nagy, A.**, Hraško, Ľ., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Boorová, D., Zlinská, A., †Siráňová, Z. a Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 287 s.

Fordinál, K., Maglay, J., Elečko, M., **Nagy, A.**, Moravcová, M., Vlačiky, M., Kučera, M., Polák, M., Plašienka, D., Filo, I., Olšavský, M., Buček, S., Havrila, M., Kohút, M., Bezák, V. a Németh, Z., 2012: Geologická mapa Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Fordinál, K., Maglay, J., Elečko, M., **Nagy, A.**, Moravcová, M., Vlačiky, M., Kohút, M., Németh, Z., Bezák, V., Polák, M., Plašienka, D., Olšavský, M., Buček, S., Havrila, M., Hók, J., Pešková, I., Kucharič, Ľ., Kubeš, P., Malík, P., Baláž, P., Liščák, P., Madarás, J., Šefčík, P., Baráth, I., Boorová, D., Uher, P., Zlinská, A. a Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 232 s.

Kováčik, M., Kohút, M., Sentpetery, M., Olšavský, M., Havrila, M., Filo, I., Maglay, J., **Nagy, A.**, Baráth, I., Laurinc, D. a Šimon, L., 2014: Geologická mapa pohoria Žiar 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Kováčik, M., Kohút, M., Havrila, M., Boorová, D., Filo, I., Sentpetery, M., Laurinc, D., Olšavský, M., Maglay, J., **Nagy, A.**, Šimon, L., Kollárová, V., Kováčiková, M., Baráth, I., Žecová, K., Zlinská, A., Černák, R., Kordík, J., Šoltés, S., Kucharič, Ľ., Liščák, P. a Gluch, A., 2015: Vysvetlivky ku geologickej mape Žiaru 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra, 420 s.

Teťák, F., Kováčik, M. (KE), Pešková, I., **Nagy, A.**, Buček, S. a Laurinc, D., 2016: Geologická mapa Bielej Oravy 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR. Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Teťák, F., Kováčik, M. (KE), Pešková, I., **Nagy, A.**, Buček, S., Maglay, J., Vlačiky, M., Laurinc, D., Žecová, K., Zlinská, A., Liščák, P., Marcin, D., Žilka, A., Kucharič, Ľ., Gluch, A. a Baláž, P., 2016: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Biela Orava 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 223 s.

Maglay, J., Fordinál, K., **Nagy, A.**, Vlačiky, M. Šefčík, P., Fričovská, J., Moravcová, M., Kováčik, M., Baráth, I. a Zlocha, M., 2018: Geologická mapa Podunajskej nížiny-Podunajskej roviny (Geological map of the Danube lowland – Danube flat) 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.

VÝBER Z PUBLIKOVANÝCH ČLÁNKOV

Nagy, A., Baráth, I. a Ondrejíčková, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr., 97, 69 – 72.

Kováč, M., **Nagy, A.** a Baráth, I., 1993: Ruskovské súvrstvie – sedimenty gravitačných tokov (sz. časť Bánovskej kotliny). Miner. Slov., 25, 2, 117 – 124.

Baráth, I., **Nagy, A.** a Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr., 99, 59 – 66.

Nagy, A., Vass, D., Petrík, F. a Pereszlényi, M., 1996: Tectonogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphic investigations and organic matter alteration study. Slovak Geol. Mag., 1, 1, 49 – 58.

Fordinál, K. a **Nagy, A.**, 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. Miner. Slov., 29, 6, 401 – 406.

Hók, J., Kováč, M., Rakús, M., Kováč, P., **Nagy, A.**, Kováčová-Slamková, M., Sitár, V. a Šujan, M., 1998: Geologic and tectonic evolution of the Turiec depression in the Neogene. Slovak Geol. Mag., 4, 2, 165 – 176.

Hók, J., Kováč, M., Kováč, P., **Nagy, A.** a Šujan, M., 1999: Geology and tectonics of the NE part of the Komjatice Depression. Slovak Geol. Mag., 5, 3, 187 – 199.

(Foto: autor)

SPOMIENKY

Spomienka na RNDr. Ladislava Kamenického (*19. 12. 1924 – †30. 6. 2019)

RNDr. Ladislav Kamenický sa narodil 19. 12. 1924 v Levoči, kde žil až do skončenia strednej školy. Po jej absolvovaní nastúpil na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského v Bratislave a štúdium na nej zavŕšil v roku 1949. V posledných dvoch rokov štúdia cez letné prázdniny pracoval ako brigádnik v Geologickom ústave Dionýza Štúra (GÚDŠ). Tam získal prvé praktické skúsenosti z terénnej geologickej práce. Po skončení štúdia nastúpil do GÚDŠ v Bratislave, v ktorom pracoval v rokoch 1950 až 1959. Tu istý čas zastával aj funkciu vedúceho oblasti kryštalinika a oddelenia petrografie. V roku 1954 sa oženil, mal jedného syna Ladislava.

V roku 1958 sa jeho brat, banský geológ, nevrátil zo zahraničia. Za to bol RNDr. Ladislav Kamenický perzekvovaný – odvolaný z funkcie vedúceho oblasti kryštalinika a vedúceho oddelenia petrografie a preradený do výroby do Geologického prieskumu, n. p., v Turčianskych Tepliciach. Vzhľadom na skutočnosť, že sa nechcel odsťahovať z Bratislavy, zamestnal sa vo Vodných zdrojoch Bratislava. Aj napriek dovtedajšiemu odlišnému profesionálnemu zameraniu sa aj v tejto pozícii veľmi dobre uplatnil.

V prvej polovici 60. rokov minulého storočia bol politicky rehabilitovaný a v roku 1964 nastúpil do Geologického ústavu Slovenskej akadémie vied. Z pozície skúseného geológa sa venoval výskumu kryštalinika Západných Karpát. Po uvedenej rehabilitácii žiadal aj odbornú rehabilitáciu a vrátenie titulu CSc., ktorý získal v roku 1955. V novonastavených kritériách sa mu to však nepodarilo. S uvedenou krivdou sa nedokázal zmieriť do konca života.

V 50. rokoch až do začiatku 60. rokov 20. storočia sa RNDr. Ladislav Kamenický v rámci geologického výskumu venoval úlohám spojeným so surovinovou problematikou najmä v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria – v oblasti Sloviniek (polymetalické rudy), Smolníka, Veľkého Hnilca (hematitové kremence), azbestu pri Dobšinej, výskumu tzv. fylitovo-diabasovej série a granitov gemerika v spojení so zrudnením. Zostavil aj katalóg chemického zloženia hornín Spišsko-gemerského rudohoria. V oblasti Medvedieho potoka vypracoval návrh na prieskum greisenov, ale aj projekt prieskumu Sn zrudnenia s orientáciou na využitie fluóru a bóru. Venoval sa aj sklovitým formám neovulkanitov pri Novej Bani. Neskôr v súvislosti so zostavovaním generálnej mapy Československa 1 : 200 000 sa venoval výskumu kryštalinika v oblasti Braniska, kryštalinika na listoch generálnej mapy Vysoké Tatry a Žilina. Vykonal základný geologický výskum kryštalinika Braniska, ako aj sedimentov karbónskeho veku v oblasti gemerika. V polovici 60. rokov minulého storočia sa venoval výskumným úlohám hydrogeologického prieskumu v súvislosti s núteným odchodom do organizácie Vodné zdroje Bratislava. Tu sa venoval najmä hydrogeologickému prieskumu v povodí rieky Nitra a juhozápadnej časti Slovenska.

RNDr. Ladislav Kamenický v rámci úlohy štátneho plánu základného výskumu SAV venovaného granitom organizoval odbery vzoriek a garantoval ich správnu lokalizáciu a geologickú interpretáciu. Významnou mierou prispel k objaveniu a interpretovaniu Sn mineralizácie v gemerickom granite. Pri výskume granitoidov Malej Fatry správne rozpoznal dva prítomné intruzívne celky – hybridný a magurský typ. Veľa úsilia venoval aj dešifrovaniu celkovej stavby kryštalinika Malej Fatry. Okrem štúdia granitov Západných Karpát sa intenzívne sa venoval aj výskumu metabazitov. Výsledky zhrnul spolu s akademikom B. Cambelom v monografii *Geochémia metamorfovaných bázických hornín tatroveporidov centrálnych Západných Karpát*. Uvedenú prácu v roku 1982 Slovenský literárny fond ohodnotil ako najlepšiu prírodovednú publikáciu. Za zostavenie *Katalógu chemických a mineralogických údajov z granitoidných hornín Západných Karpát* celý kolektív vedený akademikom B. Cambelom získal v roku 1982 Uznanie predsedníctva SAV.

RNDr. L. Kamenický bol vedúcim slovenskej národnej skupiny projektu 22 *Medzinárodného korelačného programu UNESCO*. Vypracoval elaborát akceptovaný v monografii kolektívu autorov pod vedením akademika V. Zoubka pod názvom *Precambrian of the West Carpathians.* V roku 1987 bol ocenený Cenou za spoločnú prácu udelenú Prezídiom Československej akadémie vied a Prezídiom Akadémie vied Zväzu sovietskych socialistických republík

v rámci medzinárodného kolektívu na tému *Korelace magmatických a metamorfních hornin Československa a některých oblastí SSSR*.

RNDr. Ladislav Kamenický v roku 1991 odišiel do dôchodku. Zomrel 30. 6. 2019 v Bratislave.

Česť jeho pamiatke!

Klement Fordinál a Ľubomír Hraško

Poďakovanie

Autori ďakujú p. Viere Kamenickej za životopisné údaje o RNDr. L. Kamenickom a poskytnutie jeho fotografie.

PUBLIKÁCIE

MONOGRAFIE

Cambel, B. a **Kamenický, L.**, 1982: Geochémia metamorfovaných bázických hornín tatroveporidov centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 514 s.

ČLÁNKY

Kamenický, L., 1954: Zpráva o geologickom výskume východnej časti top. sekcie Dobšiná. Geol. Práce, Zpr., 1, 44 – 47.

Kamenický, J. a **Kamenický, L.**, 1954: Zpráva o petrografickom výskume gemeridných granitov. Geol. Práce, Zpr., 1, 61 – 63.

Kamenický, J**.** a **Kamenický, L.**, 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zoš., 41, 5 – 73.

Ivanov, M. a **Kamenický, L.**, 1956: Zpráva k prehľadnému mapovaniu kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zpr., 9, 103 – 106.

Kamenický, L. a Marková, M., 1956: Predbežná zpráva o petrografickom výskume fylit-diabázovej série v gemeridách. Geol. Práce, Zpr., 5, 120 – 130.

Kamenický, L. a Marková, M., 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemerid. Geol. Práce, Zoš., 45, 111 – 185.

Ivanov, M. a **Kamenický, L.**, 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zoš., 45, 189 – 239.

Kamenický, L., 1957: Odkryvy vo fylit-diabázovej sérii severne od cesty z Nálepkova do Závadky. Geol. Práce, Zoš., 46, s. 144.

Kamenický, L., 1957: Opustený lom na pravom svahu potoka Hnilčík cca 250 m severne od Rázcestia na Ráztoky. Geol. Práce, Zoš., 46, 144 – 145.

Kamenický, L., 1957: Kameňolom cestnej správy vedľa Hradskej z Hnilčíka do Hnilca. Geol. Práce, Zoš., 46, s. 147.

Cambel, B. a **Kamenický, L.**, 1967: Geochimija osnovnych vulkaničeskich porod oblasti gemerid (Zapadnye Karpaty). Nekotorye problemy geologii i metallogenii Zapadnych Karpat. Bratislava, 130 – 153.

Kamenický, L., 1968: Some problems of the West Carpathian crystalline complex. Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 1, 7 – 20.

Cambel, B. a **Kamenický, L.**, 1968: Some data to the geochemistry of basic volcanism in the West Carpathian crystalline young Paleozoic and Mesozoic. Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 1, 21 – 44.

Cambel, B. a **Kamenický, L.**, 1969: Zirkonium in den basischen gesteinen der Westkarpathen. Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 2, 213 – 266.

Cambel, B. a **Kamenický, L.**, 1970: Zirkonium in basischen metamorphiten von Tatro-veporiden der Zentralen West-Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpat., 21, 1, 55 – 74.

Cambel, B. a **Kamenický, L.**, 1970: Nickel, kobalt, chrom und vanadium in basichen und ultrabasichen metamorphierten gesteinen von tatroveporiden der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 2, 209 – 237.

Kamenický, L., 1973: Lithologischen studien und strukturelle rekonstruktion des krystallinikums der Zentralen WestKarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 2, 281 – 302.

Kamenický, L., 1973: Relation of the crystalline of the Central West Carpathians to the adjacent areas. Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 2, 303 – 313.

Kamenický, L., Kátlovský, V., Marschalko, R. a Medveď, J., 1974: Príspevok k charakteristke kyslých magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpát. Miner. Slov., 6, 4, 311 – 321.

Tauson, L. V., Cambel, B., Kozlov, V. D. a **Kamenický, L.**, 1974: Predvaritelnye sravneniye olovonosnych granitov Vostochnogo Zabaykalya, Krusnych gor (cheskiy massiv) i Spishsko-gemerskogo rudogorya (Zapadnye Karpaty). Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 1, 1 – 24.

Bojko, A., **Kamenický, L.**, Semenenko, N. P., Cambel, B. a Shcherbak, N., 1974: Chasť rezultatov opredeleniya absolyutnogo vozrasta gornych porod kristallicheskogo massiva Zapadnych Karpat i sovremennoye sostoyaniye znaniy. Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 1, 25 – 38.

Kamenický, L., 1975: Rozmiestnenie a genéza mezo- a kenozoického magmatizmu v Západných Karpatoch. Miner. Slov., 7, 1 – 2, 13 – 26.

Čorná, O. a **Kamenický, L.**, 1976: Ein Beitrag zur stratigraphie des kristallinikums der Westkarpten auf Grund der palynologie. Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 1, 117 – 132.

Kamenický, L., 1976: Paffengoľc, K. N.: Kavkaz – Karpaty – Balkany. Geologicko-tektonické paralely. Jerevan, Inst. geol. nauk Akad. nauk Armenskoj SSR, 1971, 170 s. Miner. Slov., 8, 4, 334, 368.

Marschalko, R., Mišík, M. a **Kamenický, L.**, 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). Západ. Karpaty, Sér. Geol., 1, 7 – 124.

Cambel, B., Ščerbak, N. P., **Kamenický, L.**, Bartnickij, J. N. a Veseľskij, J., 1977: Nekotoryje svedenia po geochronologii kristallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannych U-Th-Pb metoda. Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 243 – 259.

Tauson, L. V., Cambel, B., Kozlov, V. D. a **Kamenický, L.**, 1977: Geochemija i voprosy rudonosnosti olovonosnych gemeridnych granitov Slovakii. Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 261 – 267.

Cambel, B., Krasivskaja, I. S. a **Kamenický, L.**, 1977: Materialy k koreljacii kristalličeskich porod Zapadnych Karpat i boľšogo Kavkaza. Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 277 – 289.

Cambel, B., **Kamenický, L.** a Medveď, J., 1979: Contents of some microelements in basic metamorphites of tatraveporides. Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 2, 131 – 156.

Macek, J., Petrík, I., Bezáková, G. a **Kamenický L.**, 1979: Ein Beitrag zur modalen charakteristik der granitoide der Westkarpten. Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 2, 235 – 251.

Macek, J. a **Kamenický, L.**, 1979: Fyzikálno-optická charakteristika niektorých hlavných typov granitoidných hornín Západných Karpát. Miner. Slov., 11, 2, 129 – 142.

Cambel, B., **Kamenický, L.**, Klomínský, J. a Palivcová, M., 1980: Petrochemical correlation of granitoids of the Bohemian massif and the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 1 – 2, 3 – 26.

Klinec, A., Macek, J., Dávidová, Š. a **Kamenický, L.**, 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemeríd s veporidmi. Geol. Práce, Spr., 74, 103 – 112.

Tauson, L. V., Cambel, B., Kozlov, V. D., **Kamenický, L.** a Drnzík, E., 1982: Petrological-geochemical comparison of stannifferous granites of the Spiš-Gemer region (the West Carpathians) and other tin-ore provinces. Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 3, 295 – 303.

Kamenický, L., 1982: Distribution of ZK samples in granitoid plutons and massifs of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 5, 545 – 567.

Macek, J., Cambel, B., **Kamenický, L.** a Petrík, I., 1982: Documentation and basic characteristics of granitoid rock samples of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 5, 601 – 621.

Kamenický, L. a Kamenický, J., 1983: Prekambrium Západných Karpát. Miner. Slov., 15, 4, 289 – 302.

Kamenický, L. a Macek, J., 1984: Ein profil durch die litostratigraphischen schichtenfolgen des kristallinikums des gebirges Malá Fatra. Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 157 – 160.

Korikovskij, S. P., **Kamenickij, L.**, Macek, J. a Boronicin, V. A., 1987: PT-uslovija metamorfizma Slancev Maloj Fatry (v razreze Mlynskovo ručjia i jevo okrestnotej). Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 4, 409 – 427.

Kamenický, L., Macek, J. a Krištín, J., 1986: Základné typy granitoidov Malej a Veľkej Fatry (Seminár Problémy granitoidných hornín a ich vplyv na bridličné prostredie). Miner. Slov., 18, 464.

Kamenický, L., Macek, J. a Krištín, J., 1987: Príspevok k petrografii a geochémii granitoidov Malej Fatry. Miner. Slov., 19, 4, 311 – 324.

Macek, J., **Kamenický, L.** a Krištín, J., 1987: Novšie poznatky z mineralógie a geochémie granitoidov Veľkej Fatry. Miner. Slov., 19, 4, 325 – 337.

Kamenický, L. a Gračeva, T., 1991: Príspevok k vekovým reláciám kryštalických bridlíc ľubietovského kryštalinika. Miner. Slov., 23, 1, 17 –21.

Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Ch., Cambel, B., **Kamenický, L.** a Macek, J., 1992: Granitoids of the Malá Fatra and Veľká Fatra Mts. Rb/Sr isochron geochronology (Western Carpathians). Geol. Carpath., 43, 1, 21 –25.

MAPY A VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKÝM MAPÁM V MIERKE 1 : 200 000

Fusán, O. (ed.), Bystrický, J., **Kamenický, L.**, Chmelík, F., Matějka, A. a Sołołowski, S., 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXVII Vysoké Tatry. Praha, Ústř. Úst. geol.

Fusán, O., Bystrický, J., Franko, O., Chmelík, F., Ilavský, J., **Kamenický, L.**, Kullman, E., Lukniš, M. a Matějka, A., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXVII Vysoké Tatry. Bratislava, Vyd. Geofond, 215 s.

Maheľ, M. (ed.), Andrusov, D., Čechovič, V., **Kamenický, L.**, Kuthan, M. a Matějka, A., 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXV Žilina. Praha, Ústř. Úst. geol.

Maheľ, M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., **Kamenický, L.**, Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Salaj, J., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXV Žilina. Bratislava, Vyd. Geofond, 277 s.

KONFERENČNÉ PRÍSPEVKY

Cambel, B. a **Kamenický, L.**, 1967: Die geochemie bassischer Vulkanite des gemeridengebietes der Westkarpaten. Karpato-Balkan. Geol. asoc. VIII kongres, 2, Beograd, 181 – 189.

Cambel, B. a **Kamenický, L.**, 1972: Contribution á la du volcanisme basique dans le csocle cristallin, le Paelozoique supérieur, le Mesozoique et le Cénozoique des Carpathes Occidentales. XXIV Sess. Inst. Geol. Congr. Canada, Sect. 10, Geochemistry, Montreal, s. 47.

Kamenický, L. a Kráľ, J., 1978: Poznámky k problematike vývoja a stavby kryštalinika v širšom priestore bradlového pásma Západných Karpát. Materiály z konferencie na tému Tektonické profily Západných Karpát usporiadanej GÚDŠ, pobočkou SVTS pri GÚDŠ a SGS pri SAV v dňoch 27. – 28. apríla 1978 v Domove vedeckých pracovníkov SAV v Bratislave, 59 – 63.

Tauson, L. V., Cambel, B., Kozlov, V. D. a **Kamenický, L.**, 1978: The composition of tin-bearing granites of the Krušne hory (Bohemian massiv), Spis-Gemer (rudohorie) Ore Mts. (Western Carpathians) of Czechoslovakia and transbaikalian provinces of the USSR. In: Metallization Associated with Acid Magmatism, 3. Praha, Ústř. Úst. geol., 297 – 304.

POKYNY PRE AUTOROV

Manuskript článku je potrebné zaslať elektronicky na e-mailovú adresu vedeckého redaktora (ondrej.pelech@geology.sk).

Odporúčaný rozsah manuskriptu je max. 50 strán vrátane literatúry, obrázkov a popisov k obrázkom. Publikovanie prác väčšieho rozsahu je možné iba po schválení redakčnou radou časopisu. Články sa uverejňujú v slovenskom jazyku. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé, resp. *summary*) sú v anglickom jazyku (britská alebo americká angličtina).

Text

Úpravu textu spolu so zoznamom literatúry prispôsobiť týmto pokynom. Manuskript nespĺňajúci tieto pokyny bude vrátený autorovi.

Text písať fontom Times (napr. Times New Roman) s veľkosťou 12 bodov (medziriadková medzera 1,5) na stranu formátu A4. Strany je potrebné číslovať.

Manuskript pred prvou recenziou zaslať vedeckému redaktorovi vo formáte .pdf spolu s obrázkami v texte a priebežným číslovaním riadkov. Po recenzii zaslať opravený text vo formáte .doc bez obrázkov. Jasne označené súbory obrázkov v príslušnom formáte zaslať zvlášť. V texte vyznačiť finálne umiestnenie obrázkov.

Text manuskriptu musí byť logicky členený. Odporúčané členenie manuskriptu: 1. názov článku v slovenskom a anglickom jazyku; 2. meno a priezvisko autora (autorov); 3. adresa (obyčajne adresa pracoviska) a e-mailová adresa; 4. abstrakt v slovenskom a anglickom jazyku; 5. kľúčové slová v slovenskom a anglickom jazyku; 6. úvod; 7. hlavný text (jadro) článku; 8. záver; 9. poďakovanie; 10. použitá literatúra; 11. summary – anglické resumé (nepovinné); 12. prílohy (nepovinné); 13. popisy tabuliek a obrázkov v slovenskom a anglickom jazyku; 14. tabuľky; 15. obrázky.

Názov článku musí byť podľa možnosti stručný, zrozumiteľný a výstižný.

Abstrakt (v slovenskom aj anglickom jazyku) obsahuje hlavné výsledky práce, neobsahuje citácie. Rozsah abstraktu nemá byť väčší ako 400 slov a nemá byť členený na odseky. Za abstrakt pripojiť 4 – 6 kľúčových slov, ktoré je vhodné uviesť od všeobecných ku konkrétnejším.

V úvode jasne uviesť cieľ článku a charakteristiku skúmaného problému. Úvod môže obsahovať prehľad predchádzajúcich výskumov, opis geológie skúmaného územia a pod. Tie môžu alternatívne tvoriť samostatné kapitoly.

Hlavný text obsahuje metodiku práce a materiál. Výsledky majú obsahovať faktografické údaje. Zreteľne odlíšiť východiskové údaje od interpretácií. V texte neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, ale sa na ne len odvolať. Ako pomôcku na typologické zatriedenie môže autor členiť kapitoly a podkapitoly podľa hierarchie, a to číslicami 1, 2, 3 a na ďalšie úrovne (napr. 2.1, 2.2), maximálne však do 3. úrovne.

Správy

Časopis akceptuje aj krátke správy o výskumoch obsahujúce dôležité nové informácie, pri ktorých je žiaduce neodkladné zverejnenie. Správy majú zjednodušenú štruktúru (abstrakt, kľúčové slová, hlavný text nemusí byť členený na kapitoly, literatúra) a sú rovnako recenzované. Musia obsahovať lokalizáciu skúmaného územia či lokality (lokalizáciu GPS a/alebo mapu).

Ilustrácie a tabuľky

Časopis umožňuje publikovať farebné ilustrácie. Publikovanie farebných ilustrácií môže byť spoplatnené. Obrazové predlohy dodávať spolu s textom článku vo vektorovom formáte .ai, .cdr alebo .pdf, prípadne ako rastrovú grafiku vo formáte .jpg alebo .tif, vo verzii na tlač s rozlíšením najmenej 600 dpi.

Veľkosť textu v ilustráciách by mala byť medzi 7 a 12 bodmi a minimálna hrúbka línií 0,5 pt. Veľkosť ilustrácií a tabuliek je obmedzená formátom časopisu (Š x V = 170 x 250 mm – do dvoch stĺpcov, Š = 82 mm – do jedného stĺpca). Ak sa ilustrácie budú zmenšovať alebo zväčšovať, na originálnoch prispôsobiť veľkosť písma a hrúbku čiar a šrafovania. Prílohy väčšie ako formát A4 (skladačky) treba podľa možnosti vylúčiť alebo rozdeliť na viac strán.

Každá ilustrácia (graf, mapa, tabuľka, fotografia) a príloha musí byť v texte citovaná. Mapy musia obsahovať grafickú mierku, označenie severu a legendu. Fotografie výbrusov a snímky z elektrónového mikroskopu musia mať grafickú mierku.

Tabuľky dodať v samostatnom súbore (formát .xls) a zoradiť v takom poradí, ako sú citované v texte. Tabuľky väčšie ako formát 170 x 250 mm budú prijaté iba v ojedinelých prípadoch po schválení redakciou.

Citovanie a literatúra

Citácie v texte uvádzať vo forme napr. (Buček, 2001) alebo podľa Bučeka (2001), pri 2 autoroch (Kullmanová a Gašparikoá, 1982), v prípade 3 a viac spoluautorov vo forme (Bezák et al., 1998). V zozname literatúry uvádzať všetkých spoluautorov citovanej práce. Citovanie materiálov (napr. „*in prep.*“ a „*in press*“), ktoré ešte nie sú akceptované na publikovanie, nie je možné. Viaceré publikácie toho istého autora z toho istého roku sa odlišujú napr. Plašienka (1995a), Plašienka (1995b). Prepis názvov z iných grafických sústav, napr. z cyriliky, sa riadi *Pravidlami slovenského pravopisu.* Pri špeciálnych prípadoch problematický bibliografický odkaz zvýrazniť, o spôsobe jeho uvedenia rozhodne redakcia.

Príklady typov použitej literatúry:

Mapa

Nemčok, J. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotański, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Rackowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wieczorek, J. a Zelman, J., 1994: Geologická mapa Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Monografia, vysvetlivky ku geologickej mape

Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru Vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 123 s.

Kapitola v monografii, príspevok v zborníku

Bezák, V., Jacko, S., Ledru, P. a Siman, P., 1998: Hercynian development of the Western Carpathians. In: Rakús, M. (Ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Geol. Surv. Slovak Republic, 27 – 34.

Článok v periodických publikáciách

Buček, S., 2001: Borové Formation of Middle Eocene age east of the Tatra Mts. Slovak Geol. Mag., 7, 1, 45 – 52.

Fordinál, K., Šimon, L. a Elečko, M., 2001: Regionálny geologický výskum neogénnej výplne a podložia Bánovskej kotliny. Geol. Práce, Spr., 105, 29 – 37.

Kullmanová, A. a Gašparíková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. Geol. Práce, Spr., 78, 85 – 95.

Manuskript, technická správa, dizertácia, diplomová práca a pod.

Šimon, L., Konečný, V., Dublan, L., Lexa, J., Polák, M., Halouzka, R., Köhlerová, M., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 listov: 35-424 Veľké Pole – časť, 35-442 Nová Baňa – časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 83313), 34 s.

Jablonský, J., 1986: Sedimentologické štúdium porubského súvrstvia (alb – cenoman) tatrika a zliechovskej sekvencie. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK, 210 s.

Právne podmienky a vedecká etika

Autori zodpovedajú za pravdivosť a pôvodnosť údajov predkladaného manuskriptu. Odoslaním manuskriptu do redakcie sa autor(i) zaväzujú, že manuskript je ich vlastným dielom, dodržiava základné etické princípy, neobsahuje klamlivé alebo falošné údaje a celý nebol ani nebude publikovaný inde ani v cudzom jazyku.

OBSAH

Havrila, M., Boorová, D. a Havrila, J.

Paleogeografická schéma depozičného priestoru sedimentov reingrabenského a lunzského eventu (centrálne Západné Karpaty): rešerš, poznámky, dierkavce

Paleogeographic scheme of the Reingraben and Lunz event sediments deposition area (Central Western Carpathians): research, notes, foraminifers 3

Pelech, O. a Kronome, B.

Štruktúrna analýza v širšej oblasti muránskeho zlomu medzi Šumiacom a Tisovcom

Structural analysis in the wider zone of Muráň fault between Šumiac and Tisovec 33

Šujan, M.

Nová genetická definícia vrchnomiocénnych až kvartérnych litostratigrafických jednotiek Dunajskej panvy (západné Slovensko): nástroj efektívnej interpretácie v praktickej geológii

New genetic definition of the upper Miocene to Quaternary lithostratigraphic units of the Danube Basin (western Slovakia): A tool for effective interpretation in applied geology 49

Jubileá

Klukanová, A.: RNDr. Ľubomír Hraško, PhD., šesťdesiatročný 61

Martinský, L.: Jubilant Alexander „Sanyo“ Nagy 64

Spomienky

Fordinál, K. a Hraško, Ľ.: Spomienka na RNDr. Ladislava Kamenického 69

Indexované / abstraktované / sprístupňované databázou EBSCO